FOR THE PEOPLE
FOR EDVCATION
FOR SCIENCE

LIBRARY
OF
THE AMERICAN MUSEUM
OF
NATURAL HISTORY

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg, in Breslau, in Berlin.

Jahrgang 1913.

Mit zahlreichen Figuren im Text.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser
1913.

19-80358

Alle Rechte, auch das der Übersetzung, vorbehalten.

QE1
.C3
1913

Druck der K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Inhalt.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Seite

Andert, Hermann: *Inoceramus inconstans* Woods und verwandte Arten. Mit 2 Textfiguren 278. 295

Andrée, K.: Reine Translation oder abnorme Knickung beim Steinsalz? 696

Arrhenius, Svante: Widerlegung der physikalischen Einwände gegen die Kohlensäuretheorie 582

Backlund, Helge: Ueber chemische Veränderungen in mechanisch deformierten Gesteinen 593. 634

Balss, Heinrich: Ueber fossile Galatheiden. Mit 1 Textfigur . 155

Bauer, Max: Berichtigung 25

Baumhauer, H.: Ueber die goniometrischen Verhältnisse, Aetzerscheinungen und Symmetrie des Natroliths. Mit 7 Textfiguren 304

Beger, P. J.: Lamprophyre im Lausitzer Granitmassiv 457

Berek, M.: Zur Messung der Doppelbrechung hauptsächlich mit Hilfe des Polarisationsmikroskops. Mit 7 Textfiguren . . 388. 427. 464

— Berichtigung und Nachtrag zu meiner Mitteilung „Zur Messung der Doppelbrechung usw.“ 580

Berichtigung 192. 288

Beutell, A.: Die Zersetzung des Hauerits an der Luft und die dadurch hervorgerufene Einwirkung auf Silber und Kupfer. Mit 3 Textfiguren 758

Boeke, H. E: Bemerkung über die Theorie von J. Johnston bezüglich des Verhaltens fester Stoffe unter ungleichförmigem Druck 321

Born, Axel: Ueber neuere Gliederungsversuche im estländischen höheren Untersilur 712

Brouwer, H. A.: Neue Funde von Gesteinen der Alkalireihe auf Timor 570

Busz, K. und F. W. Rüsberg: Mineralogisch-chemische Untersuchungen an Olivin- und Melilithkristallen in Hochofenschlacken 625

Cornelius, H. P.: Geologische Beobachtungen im Gebiete des Fornogletschers (Engadin) 246

Deecke, W.: Georg Böhm † 289

— Paläontologische Betrachtungen. III. Ueber Echinoiden . 498. 526

Diener, C.: † Friedrich Teller 119

Doelter, C. und E. Dittler: Bauxit oder Sporogelit? 193

Doss, Bruno: Das Vorkommen von freiem Schwefel in Sapropelen 490

— Ueber die Herkunft des Naturgases auf der Insel Kokskär im Finnischen Meerbusen nebst Bemerkungen über die Entstehung der Insel 601

Endell, K.: Ueber Granatamphibolite und Eklogite von Tromsö und vom Tromsdaltind. Mit 1 Textfigur 129

— Ueber die Entstehung tertiärer Quarzite bei Herschbach im Westerwald 676

Erdmannsdörffer, O. H.: Ueber Koenenit von Sarstedt. Mit 1 Textfigur 449

Fischer, Herm.: Ein mariner (?) Oolith aus Zentralafrika . . 112

Freudenberg, W.: *Elephas primigenius Fraasi* Dietrich und die schwäbische Hochterrasse 475. 646

Friedländer, Immanuel: Ueber vulkanische Erscheinungen am Aetna und in Japan 379

Seite

Gaál, St. v.: Kurze Antwort auf den Pával'schen (?) Artikel (Sarmatischer Dacittuff etc.) 405
Gagel, C.: Ueber das Alter der Moräne am Emmerleff-Kliff und die Beweiskraft der „Leitgeschiebe“ für das Alter der Moränen . 215
Gans, R.: Ueber die chemische oder physikalische Natur der kolloidalen wasserhaltigen Tonerdesilikate 699. 728
Geinitz, E.: Zur Verdeutschung des Wortes „Drumlin“ 676
Goldschmidt, V.: Ueber Indikatoren zur mechanischen Gesteinsanalyse und spezifischen Gewichtsbestimmung 39
Goldschmidt, V. M, J. Rekstad, Th. Vogt: Zu Herrn Joh. Koenigsberger's geologischen Mitteilungen über Norwegen . 324
Grünling, F.: Maucherit Ni_3As_2, ein neues Nickelmineral aus den Kobaltrücken des Mansfelder Kupferschiefers 225
Heeger, W.: Ueber die mikrochemische Untersuchung fein verteilter Carbonate im Gesteinsschliff 44
Hennig, Edw.: Ueber Urgon in Deutsch-Ostafrika 81
Heritsch, Franz: *Melongena Deschmanni* R. Hoernes — *Melongena Rotkyana* J. Knett 303
— Zur Geologie des Jesenkoberges (Westlicher Bacher) 610
— Die zeitliche Trennung der Deckenschübe in den Ostalpen . . 614
Hoel, Adolf: Notiz zu K. Schneider: „Die vulkanischen Erscheinungen der Erde“ 498
Hoffmann, Guido: Vergleich des unteren Dogger im Schwäbischen Jura mit dem von Hannover. Mit 1 Textfigur 470
Hopmann, P. Michael: Einige Bemerkungen über die Einschlüsse im Leucit-Tuff der Kappiger-Ley 722
Horn, Max: Vorläufige Mitteilung über den ladinischen Knollenkalkkomplex der Südalpen 508
Hundt, Rudolf: Die Eiszeit im Frankenwalde. Mit 5 Textfiguren 146
— Eine Ergänzung zu „Organische Reste aus dem Untersilur des Hüttchenberges bei Wünschendorf an der Elster“ 180
Huene, Friedrich von: Ad notam 480
— Ueber die reptilführenden Sandsteine bei Elgin in Schottland 617
Jooss, Carlo H.: Ueber *Limnaea* (*Limnaea* s. str.) *turrita* Klein emend. Jooss. Mit 8 Textfiguren 58
Kaiser, E.: Ueber die Arrhenius'sche Theorie der Eiszeiten . . . 769
Kaemmerer, Paul: Versuch zu einer neuen Deutung der Struktur des Meteoreisens von Carthage (Tennessee). Mit 6 Textfiguren 17
— Weitere Studien über die Struktur des Meteoreisens von Carthage (Tennessee). Mit 6 Textfiguren 261
Kessler, P.: Zur jüngeren geologischen Geschichte der Bithynischen Halbinsel 1
Killig, Fr.: Ueber eine Umwandlung von Phyllit in ein dichtes Paragonitgestein von der Korundlagerstätte am Ochsenkopf in Sachsen 203
Kittl, Erwin: Beobachtungen an geschmolzenem Bronzit. Mit 1 Textfigur 450
Koenigsberger, J.: Nachtrag zur Notiz über einen anorthositischen Gneis von Norwegen 25
— Antwort auf die Bemerkungen der Herren V. M. Goldschmidt, J. Rekstad, Th. Vogt 520
— Notiz über kristalline Schiefer in Spanien 642
Kormos, Th.: Kleinere Mitteilungen aus dem ungarischen Pleistocän 13
— Zur Kenntnis der Pleistocänablagerungen in der Umgebung von Tata (Ungarn) 109
Kowarzik, Rudolf: Ueber zwei neue bisher nicht beschriebene Funde des Moschusochsen aus dem belgischen Diluvium . . . 178

Seite

Kraus, E. H. und C. W. Cook: Die Kristallformen des Jodyrits von Tonopah, Nevada 385
Laubmann, H.: Ueber Pseudomorphosen von Quarz nach Kalkspat aus den Flußspatgängen am Wölsenberg in der Oberpfalz . . 353
Lazarević, M.: Zu Tućan's „Bauxitfrage" 258
— Nochmals „Zu Tućan's Bauxitfrage" 600
Leidhold, Cl.: Ueber angeblich gegenwärtige tektonische Bewegungen in der Insel Hiddensee (Rügen) 139
— Ueber ein Vorkommen von Fossilien in den Hunsrückschiefern der Gegend nördlich von Oberstein 652
Leitmeier, H.: Bemerkungen über die Unterschiede in den Angaben von Schmelzpunkten der Silikate 513
Löffler, Richard: Ergänzende Beiträge zur Kenntnis des Grundgebirges im Ries 752
Maier, W.: Berichtigung über die korundhaltigen Hornfelse der Kontaktzone des Mt. Tibidabo bei Barcelona 26
Marées, Friedrich v.: Jura und Kreide in der Umgegend von Sarstedt. Mit einer geologischen Skizze 346
Meyer, Erich: Die Diskordanz diluvialer Ablagerungen im Samland und im Fläming 561
Meyer, Hermann L. F.: Kalkalgen im Wellenkalk der Rhön . . 402
— Ueber den Zechstein im Spessart und Odenwald. Mit einer Kartenskizze 742
Michel, H.: Der Klinoenstatit der Meteoriten 161
— Ueber das Auftreten von Rhönitbasalten im Böhmischen Mittelgebirge. Mit 2 Textfiguren 195
— Urausscheidungen und Einschlüsse im Sodalithsyenit von der Hradlischka westlich Großpriesen a. d. Elbe 767
Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Bonn:
20. Hopmann, P. Michael: Einige Bemerkungen über die Einschlüsse im Leucit-Tuff der Kappiger-Ley 722
Monsen, Astrid: Ueber die Packung tertiärer, diluvialer und rezenter Sande und das Porenvolumen von Sandsteinen . . . 242
Mügge, O.: Ueber die Größenordnung der Gravitations-Anisotropie in Kristallen. Mit 1 Textfigur 33
— Zweckmäßige Indikatoren aus Glas 133
Mylius, H.: Entgegnung an A. Tornquist. Mit 1 Textfigur . . . 252
Nacken, R.: Vergleich der optischen und der thermischen Methode zur Bestimmung von Schmelztemperaturen. Mit 2 Textfiguren 328
Naumann, M.: Knickung der Würfelfläche bei Steinsalz als eine Folge „reiner" Translation. Mit 1 Textfigur 698
Noetling, Fritz: Die Packung losen Sandes 681
Olbricht, K.: Neue Beobachtungen im Diluvium der Umgebung von Hannover. Mit 6 Textfiguren 51
Oppenheim, Paul: Zur Altersfrage des bei Teschen am Karpathenrande überschobenen Tertiärs 85
Osann, A.: Petrochemische Untersuchungen. I. Teil. Mit 4 Textfiguren 481
Pávai-Vajna, Franz von: Ueber sarmatischen Dacittuff in der Umgebung von Nagyenyed nebst einigen Bemerkungen zur Arbeit des Herrn St. Gaál. Mit 3 Textfiguren 164, 209
Quiring, H.: Eifeldolomit und alttriadische Verebnung 269
Rack, Georg: Beiträge zur Petrographie von Flores. Mit 2 Textfiguren 134
— Ueber das gegenseitige Verhalten des Zinnchlorürs und der Chloride des Kaliums und Natriums beim Kristallisieren aus dem Schmelzfluß. Mit 2 Textfiguren 373

Seite

Renz, Carl und Fritz Frech: Beiträge zur Geologie von Hellas und der angrenzenden Gebiete. 20. Carl Renz: Geologische Studien im Artemisiongebirge (Grenze von Arkadien und Argolis) 338
— Beiträge zur Geologie von Hellas und der angrenzenden Gebiete. 22. Carl Renz: Geologische Untersuchungen in Epirus 534
Rose, H.: Ueber die kristallographische Orientierung von Muscovitspaltungsplatten mit Hilfe der Biegungs- und Aetzfiguren. Mit 2 Textfiguren 657
Rosický, V. und St. J. Thugutt: Epidesmin, ein neuer Zeolith 422
Rüsberg, F. W.: Ueber Augit und Wollastonit in Hochofenschlacken 689
Schneider, Karl: Die vulkanischen Erscheinungen der Erde . . 102
Schöndorf, Fr: Ueber positive Strandverschiebungen im Oberen Jura des südöstlichen Deisters 438
Schroeder, Henry: Das Vorkommen der Gattung *Lophiodon* in der Braunkohle Sachsens 351
Schumoff-Deleano, Vera: Einige Versuche über das Zusammenkristallisieren von Diopsid und Jadeit. Mit 1 Textfigur . . 227
Schwartz, Friedrich: Ueber das Auftreten des Geruches beim Reiben von Mineralien 660
Schwarz, M. v.: Zwei neue Modelle der Dichtebestimmungswage. Mit 1 Textfigur 565
Schwietring, Fr.: Bemerkungen zu den Untersuchungen von C. Viola über die Totalreflexion des Lichtes an einem Kristall 577
Semper, Max: Berichtigung 27
— Zur eocänen Geographie des nordatlantischen Gebiets 234
Sigmund, Al.: Anatas in den Niederen Tauern 666
Simionescu, J.: *Megalosaurus* aus der Unterkreide der Dobrogea (Rumänien). Mit 1 Textfigur 686
Slavík, F.: Adolf Hofmann † 721
Sokol, R.: Ueber das Sinken der Elbe-Ebene in Böhmen während der Diluvial-Akkumulation. Mit 2 Textfiguren 91
— Nachtrag zu „Ueber das Sinken der Elbe-Ebene etc." 122
Soellner, J.: Ueber das Auftreten von Essexit im Kaiserstuhl . . 230
— Ueber Lencitnephelintinguaitporphyr aus dem Kaiserstuhl . . 367
Spengler, E: Einige Bemerkungen zu E. Haug: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales, 3 ème partie, le Salzkammergut 272
— Der angebliche Hauptdolomit bei Gosau 616
— Zur Systematik der obercretacischen Nautiliden 115
Stahl, W.: Pisolithe. Mit 1 Textfigur 337
Stremme, H.: Ueber das Verhalten des Cimolits vor dem Lötrohr mit Kobaltsolution. Entgegnung an St. J. Thugutt 313
Teppner, Wilfried: *Testudo Riedli* R. Hoernes. Mit 1 Textfigur 381
Thiel, G.: Ueber das Vorkommen von Kohlensäure in Kohlenflözen 683
Tschirwinsky, W.: Zur Frage über die Identität des Podolits und Dahllits. Mit 1 Textfigur 97
Tućan, Fran: Zur Bauxitfrage 65
— Zu Tućan's „Bauxitfrage" 387
— Bauxit in neuem Licht 495
— Zur Kenntnis des mehligen Siliciumdioxyds von Milna auf der Insel Brač in Dalmatien mit besonderer Berücksichtigung der Bauxitfrage. Mit 3 Textfiguren 668
— Zur Wherry's Nomenklatur 768
— Wieder „Zu Tućan's Bauxitfrage" 768
Uhlig, J.: Ueber das Löslichkeitsschema K Cl, Mg Cl_2 und Wasser (Carnallitschema) bei 50°. Mit 1 Textfigur 417
van der Veen, A. L. W. E.: Die Beweglichkeit d. Silbers in Zinnobererde 257

Seite
Volz, W.: Oberer Jura in West-Sumatra. Mit 5 Textfiguren . . 753
Wagner, Georg: Beiträge zur Kenntnis des oberen Hauptmuschelkalks in Elsaß-Lothringen. Mit einer Kartenskizze . . . 551. 584
Walther, Karl: Ueber ein Vorkommen von Epidotadinole und gefritteten Sedimenten aus dem Süden der Republik Uruguay. Mit 2 Textfiguren 68
Weber, M.: Beispiele von Primärschieferung innerhalb der böhmischen Masse. Mit 2 Textfiguren 772
Wepfer, E.: Ueber das Vorkommen von „*Cyprina islandica*“ im Postpliocän von Palermo 173
Westphal, Otto: Beitrag zur Kenntnis der optischen Verhältnisse des Periklas. Mit 1 Textfigur 516
Wetzel, W.: Untersuchungen über das Verhältnis von Chalcedon und Quarzin zu Quarz 356
Wherry, Edgar T.: Zur Nomenklatur der Mineralvarietäten und Kolloidmineralien 518
Wichmann, Arth.: Ueber sogen. Pisolithe aus dem Mansfelder Flözgebirge 457
Wilckens, Otto: Zur Benennung der alpinen Ueberschiebungsdecken 435
Wulff, Georg: Grundlagen der Kristallröntgenogrammetrie. Mit 2 Textfiguren 260
Zimmermann, Ernst: Die Culmfauna von Hagen i. W. Einige Bemerkungen zu dem gleichlautenden Aufsatz des Herrn Nebe 397

Neue Instrumente und Beobachtungsmethoden.

Berek, M.: Mineralogischer Demonstrationsapparat. Mit 3 Textfiguren 181
Korreng, E.: Ueber die Herstellung von Dünnschliffen und Dauerpräparaten aus salzartigen, aus dem Schmelzfluß kristallisierten Stoffen 408
Leiss, C.: Mineralogisches Demonstrationsmikroskop mit Tischrevolver. Mit 2 Textfiguren 558
Mügge, O.: Bemerkungen zum Wülfing'schen Demonstrationsmodell für einfache Schiebungen 123
Wülfing, E. A.: Demonstrationsmodell für sogen. einfache Schiebungen. Mit 6 Textfiguren 28

Besprechungen.

Abderhalden, Emil: Fortschritte der naturwissenschaftlichen Forschung 592
Beckenkamp, J.: Statische und kinetische Kristalltheorien. Erster Teil: Geometrische Eigenschaften der Kristalle und deren Veranschaulichung durch geometrische Strukturbilder 413
Bräuhäuser, M.: Die Bodenschätze Württembergs 191
Brauns, R.: Mineralogie 288
Cohen, Ernst: Jacobus Henricus van't Hoff. Sein Leben und Wirken 285
Doelter, C.: Handbuch der Mineralchemie 160. 688. 784
Dreher, O.: Das Färben des Achats 319
Duparc, Louis et Alfred Mounier: Traité de technique minéralogique et petrographique 656
Farrell, J. H.: Practical Field Geology, including a Guide to the Sight Recognition of One Hundred Twenty Common or Important Minerals by Professor A. J. Moses 352
Gratacap, L. P.: A Popular Guide to Minerals 128

Seite
Gunther, C. Godfrey: The Examination of Prospects 352
Henniger, Karl Anton: Die Metalle nach Vorkommen, Gewinnung, Verwendung und wirtschaftlicher Bedeutung 224
van't Hoff, J. H.: Untersuchungen über die Bildungsverhältnisse der ozeanischen Salzablagerungen, insbesondere des Staßfurter Salzlagers 286
Lewis, J. Volney: Determinative Mineralogy with Tables for the Determination of Minerals by Means of their Chemical and Physical Characters 320
Lienau, Detlev: Die Entstehung der Ackerböden, erläutert an den geologisch-agronomischen Verhältnissen in der Provinz Sachsen, im Herzogtum Anhalt und in den Thüringischen Staaten 287
Linck, Gottlob: Grundriß der Kristallographie für Studierende und zum Selbstunterricht 592
Phillips, Alexander H.: Mineralogy, an Introduction to the Theoretical and Practical Study of Minerals 127
Rinne, F.: Allgemeine Kristallographie und Mineralogie 591
— Elementare Anleitung zu kristallographisch-optischen Untersuchungen vornehmlich mit Hilfe des Polarisationsmikroskops 318
Rogers, Austin F.: Introduction to the Study of Minerals . . . 624
Sigmund, Alois: Die mineralogische Abteilung 512
Weinschenk, E.: Petrographisches Vademecum 688

Versammlungen und Sitzungsberichte.

Londoner Mineralogische Gesellschaft 126. 189. 412. 590

Miscellanea.

Akademische Ferienkurse in Hamburg. Vom 24. Juli bis 6. Aug. 1913 384
Beschluß der akademischen Behörden der schwed. Universität Lund, um die Mittel zur Erbauung eines neuen Geolog. meteorol. Institutes in Lund beim schwedischen Reichstag nachzusuchen 720
Ferienkurse Jena. Vom 4.—16. August 1913 224
Geologische Aufnahme des Duppauer Gebirges im nordwestl. Böhmen 448

Personalia.

Baltzer, A. 720
Böhm, G. 224
Cellier, J. S. 352
Choffat, P. 784
Corstorphine, G. S. 352
Credner, H. 512
Dyhrenfurth, G. 752
Fleury, E. 784
Fuchs, A. 256
Haas, H. 592
Hennig, E. 384
Hibsch, J. E. 448
Holzapfel, E. 416
Ježek, Boh. 288
Keßler, P. 96
Kittl, E. 384
König, G. A. 192
Koert, W. 256
Kossmat, F. 688
Laspeyres, H. 512
Pompeckj, J. F. 64
Potonié, H. 784
Redlich, K. 256
Riemann, K. 256
Rimann, E. 64
Salomon, W. 320
Slavík, F. 288
Stille, H. 352
Sustschinsky, P. P. 256
Volz, W. 192
Weigel, O. 160
Wilckens, O. 512
Zambonini, F. 784

Druckfehlerberichtigung 128. 320

Sachregister

zum Centralblatt für Mineralogie etc. 1913.

Die Original-Mitteilungen sind *kursiv* gedruckt.

Achat, Färbung 319.
Achsenwinkel, optischer, Bestimmung in Dünnschliffen 190.
Ackerböden, Entstehung 287.
Adinole, Uruguay, südl., Epidot- 68. 77.
Adular, St. Gotthard, Schmelztemperatur 333.
Albit, Pfitschtal, Schmelztemperatur 333.
Alkalitrachyt, Timor 571.
Allgäuer Juraklippen 252.
Alpen
Überschiebungsdecken 435.
nördliche Kalk-, Decken 272.
östliche zeitliche Trennung der Deckenschübe 614.
südliche, ladinischer Knollenkalkkomplex 508.
Alttriadische Verebnung und Eifeldolomit 269.
Aluminatsilikate, kolloidale wasserhaltige, chemische oder physikalische Natur 700. 728.
Amphibolit, Tromsö und Tromsdaltind, Granat- 129.
Anatas, Gatschiberg im Sölktal, Niedere Tauern 666.
Andalusit, Kappiger-Ley, Einschluss im Leucittuff 723.
Andesit
Flores, Augit-, Augit-Olivin- und Hypersthen-Augit 135.
Jesenkoberg, (Westl. Bacher) 611.
Anisotropie, Gravitations-, der Kristalle, Größenordnung 33.
Anorthit, Schmelztemperatur 331.
Anorthositischer Gneis, Norwegen 25.
Antozonit, Wölsenberg (Oberpfalz) 353.
Apparat zu mineralogischen Demonstrationen 181.
siehe auch Polarisationsmikroskop.
Aragonit, Mansfelder Flözgebirge, in Pisolithen 337.
Archosuchier, siehe Pseudosuchier.
Arrhenius' *Theorie der Eiszeiten 582. 769.*
Artenbildung durch pseudospontane Evolution 27.
Artemisiongebirge, Hellas 338.
Ätzfiguren am Museovit, zur kristallographischen Orientierung 657.
Aufschmelzungszone der Erdkruste 326. 521.
Augit in Hohofenschlacken 689.
Basalt
Hessen 25.
Böhmisches Mittelgebirge, Rhönit 195.
Uruguay, südl., und Kontakt 70.
Bauxit
Definition 495.
Natur 65.
kroatischer Karst 258. 387. 600. 768. und Sporogelit 193.
Bauxitfrage und mehliges SiO_2 von Milna, Insel Brač, Dalmatien 668.
Bestimmende Mineralogie von J. Volney Lewis 320.
Biegungsfigur, siehe Druckfigur 657.
Bithynische Halbinsel, Geol. 1.
Böhm, Georg, Nekrolog 289.
Böhmen, Elbe-Ebene, Sinken während der Diluvial-Akkumulation 91.
Böhmische Masse, Primärschieferung 772.
Bronzit, geschmolzener 450.
siehe auch Enstatit und Klinoenstatit.
Cambrium, Spanien, Gesteine 642.
Camptonit, Timor 577.
Carbon, Hagen i. W., Fauna des Culm 397.
Carbonate mikrochemische Untersuchung feinverteilter, in Gesteinsschliffen 44.
Carnallit, Zersetzung beim Umkristallisieren 323.
Carnallitschema 417.
Cavloeeschuppe, Engadin 247.
Chalcedon und Quarzin, Verhältnis zu Quarz 356.
Chemische Analyse, quantitative, von Mineralien und Gesteinen 656.
Chemische Veränderung in mechanisch deformierten Gesteinen 593. 634.
Chinesische Wagschalen und Gewichte aus Amethyst für Edelsteinhändler 190.

Cimolit, Verhalten v. d. L. mit Kobaltsolution 313.
Cölestin. Zentralafrika 113.
Cricetulus phaeus, Pleistocän Velebitgebirge 15.
Cristobalit und Tridymit aus Quarz entstanden 680.
Culm, Hagen i. W., Fauna 397.
Cyanitglimmerschiefer, Kappiger-Ley, Einschlüsse im Leueittuff 723.
? Cylindrella silesiaca. Wellenkalk. Rhön 404.
Cyprina islandica. Postpliocän, Palermo 173.
Dacit, Jesenkoberg (westl. Bacher) 611.
Daeittuff
Nagyenyed. sarmatisch 164. 209.
Siebenbürgen. sarmatischer 405.
Dahllit, Identität mit Podolit 97.
Dauerpräparate aus salzartigen, aus dem Schmelzfluß kristallisierten Stoffen 408.
Decken, nördl. Kalkalpen 272.
siehe Alpen.
Deckenschübe, Ostalpen, zeitliche Trennung 614.
Deformierte (mechanisch) Gesteine. chemische Veränderungen 593. 634.
Deister, südöstl., Strandverschiebungen im Oberjura 438.
Demonstrationsapparat, mineralogischer 181.
Devon
Eifel, Dolomit und alttriadische Verebnung 269.
Oberstein a. d. Nahe, Fossilien im Hunsrückschiefer 652.
Diabas, Uruguay, südl., und Kontakt 72.
Diapositivprojektion, Apparat 187.
Diasporbauxit 65.
Dichte. Wage zur Bestimmung 565.
siehe auch spezifisches Gewicht und Indikatoren.
Dictyodora Zimmermanni. Untersilur, Wünschendorf a. Elster 180.
Diluviale Wirbeltierfauna, Steinheim-Murr 475. 646.
Diluvium
Hannover 51.
Norddeutschland, Diskordanz der Schichten im Samland und im Fläming 561.
siehe auch Quartär, Glazial etc.
Diopsid, Zusammenkristallisieren mit Jadeit 227.
Disthen siehe Cyanit.
Dogger, Schwaben und Hannover, Vergleichung des unteren 470.
Dolomit, mikrochemische Unterscheidung von Kalkspat in Dünnschliffen 44.
Dolomitfazies des Zechsteins, Spessart und Odenwald 747.
Dolomitfrage, Hauptmuschelkalk in Elsaß-Lothringen 584.
Doppelbrechung
Messung 580.
Messung mit Hilfe des Polarisationsmikroskops 388. 427. 464.
Druck. ungleichförmiger. Theorie J. Johnston's bezüglich des Verhaltens fester Stoffe 321.
Druckfigur, kristallographische Orientierung beim Muscovit 657.
Drumlin, Verdeutschung in Drümmel 676.
Drümmel, Verdeutschung von Drumlin 676.
Dünnschliffe
Apparat zur Herstellung 126.
aus salzartigen aus dem Schmelzfluß kristallisierten Stoffen 408.
Duppauer Gebirge. Böhmen, geologische Aufnahme 448.
Dynamometamorphose
chemische Veränderung in mechanisch deformierten Gesteinen 593. 634.
Hardangerdecke. Norwegen 327.
Echinoiden 498. 526.
Eifeldolomit und alttriadische Verebnung 269.
Einfache Schiebungen, Demonstrationsmodell 28.
Eisenkiesknolle 190.
Eiszeit, Frankenwald 146.
Eiszeiten. Theorie von Arrhenius 582. 769.
siehe auch Glazial.
Eklogit, Tromsö und Tromsdalfind 129.
Elbe-Ebene, Böhmen, Sinken während der Diluvial-Akkumulation 91. 122.
Elephas antiquus, meridionalis, primigenius und trogontherii. Diluvium, Steinheim-Murr 475. 646.
— primigenius Fraasi und die schwäb. Hochterrasse 475. 646.
Emmerleff-Kliff, Sylt, Alter der Moräne 215.
Enantiomorphismus und optische Aktivität der Molekular- und Kristallstruktur 189.
Enstatit, Meteoriten 161.
siehe auch Bronzit u. Klinoenstatit.
Eocän, nordatlantisches Gebiet. Geographie 234.
Epidesmin 422.
Epidotadinole, südl. Uruguay 68. 77.
Epidotschiefer, Uruguay südl. 73.
Epirus. Geologie 534.

Eruptivgesteine, böhmische Masse, primäre Schieferung 772.
Erzlagerstätten. Spessart und Odenwald, Manganerze 749.
Essexit, Kaiserstuhl 231.
Faulschlamm mit freiem Schwefel 490.
Fayalit, Kristalle in Hohofenschlacken 625.
Feldspate, Schmelztemperaturen 331.
Felsitporphyr, Südpatagonien und Feuerland, chemische Veränderungen bei mechanischer Deformation 593.
Fläming, siehe Diluvium.
Flores, Gesteine der Insel 134.
Flüssigkeiten, Indikatoren zur Bestimmung des spezif. Gewichts 39. 133.
Flußspat, Zentralafrika 113.
Flußspatgänge, Wölsenberg (Oberpfalz), Pseudomorphosen von Quarz nach Kalkspat 353.
Fornogletscher, Engadin, Geologie 246.
Frankenwald, Eiszeit 146.
Frankolit, Beziehungen zu Podolit etc. 101.
Frittung der Sedimente, südliches Uruguay 68.
Gabbro, Tromsö 129.
Galatheiden, fossile 155.
Galatheites, Jura 158.
Ganguntersciede. Bestimmung mittels des Polarisationsmikroskops 464.
Gasquelle, Kokskär-Insel, Finnischer Meerbusen, brennende 601.
Gefrittete Sedimente, Uruguay, südl. 68.
Gegenwärtige tektonische Bewegungen, Hiddensee (Rügen) 139.
Geologische Aufnahmen, Karten etc., Böhmen, Duppauer Gebirge 448.
Geruch beim Reiben von Mineralien 660.
Gewicht, spezifisches Indikatoren zur Bestimmung von Flüssigkeiten 39. 133.
siehe auch Dichte.
Glazial
Frankenwald, Eiszeit 146.
Norddeutschland, Diskordanz der Schichten im Samland und im Fläming 561.
Sylt, Alter der Moräne am Emmerleff-Kliff 215.
siehe auch Eiszeit.
Gleitflächen, siehe Schiebungen, einfache.
Gletscher, siehe Fornogletscher.
Glimmer, siehe Muscovit.
Glis glis, Pleistocän, Ungarn 14. 15.
Gneis
chemische Veränderung in mechanisch deformiertem 593. 634.
böhmische Masse, Schieferung 772.
Gneis
Norwegen, anorthositischer 25.
Südpatagonien und Feuerland 596.
Gneisbildung, Europa 326. 523.
Gosau, angeblicher Hauptdolomit, kein Fenster 616.
Granat
Umkristallisieren 323.
Kappiger-Ley, Einschlüsse im Leucittuff 723.
Granatamphibolit, Tromsö und Tromsdaltind 129.
Granit
Bachergebirge, Steiermark 613.
Fornogletscher, Engadin 248.
Sumatra, Alter 757.
Granitmassiv, Lausitz., Lamprophyre 457.
Granitmylonit, Hardangerfjökelen 524.
Graphische Bestimmung von Winkeln und Indizes in Zonen 190.
Gravitations-Anisotropie der Kristalle, Größenordnung 33.
Griechenland
Artemisiongebirge 339.
Epirus, Geologie 534.
Hauerit, Zersetzung an der Luft und Einwirkung auf Silber und Kupfer 758.
Hauptdolomit, Gosau, angeblicher 616.
Hauptmuschelkalk, Elsaß-Lothringen 551. 584.
Hebungen, gegenwärtige, Hiddensee (Rügen) 139.
Hellas, Artemisiongebirge 338.
Hiddensee (Rügen), gegenwärtige tektonische Bewegungen 139.
Hochterrasse, schwäbische und Elephas primigenius Fraasi 475. 646.
Hoff, Jacobus Henricus van't, Nekrolog von Ernst Cohen 285.
Hofmann, Adolf, Nekrolog 721.
Hohofenschlacken
mit Augit und Wollastonit 689.
mit Olivin und Melilith 625.
Hornfels, Mt. Tibidabo bei Barcelona, korundhaltiger 26.
Hunsrückschiefer, nördl. Oberstein, Fossilien 652.
Ilmenit, Binnenthal, Lengenbachsteinbruch 126.
Indikatoren
für das spezifische Gewicht von Flüssigkeiten 39.
aus Glas 133.
Indizes und Winkel in Zonen, graphische Bestimmung 190.
Inoceramus baltieus, crassus, Schloenbachi u. var. cripsioides, Waltersdorfensis und Weisei 295 ff.

Inoceramus inconstans undiverwandte Arten 278. 295.
— inconstans var. plana 284.
Jadeit, Zusammenkristallisieren mit Diopsid 227.
Jesenkoberg (westlicher Bacher). Geologie 610.
Jodyrit, Tonopah, Nevada, Krist. 385.
Jura
Galathea 155.
Deister, oberer, Strandverschiebungen im südöstlichen 438.
Deutsch-Ostafrika, fehlt 81.
Epirus 535.
Sarstedt 347.
Schwaben und Hannover, Vergleichung des unteren Doggers 470.
Sumatra, oberer, des westlichen 753.
Juraklippen, Allgäuer und Vorarlberger 252.
Kalkalgen, Wellenkalk, Rhön 402.
Kalkolivin, Kristalle in Hohofenschlacken 628.
Kalkspat
Kristalle aus einem Wasserbehälter 127.
mikrochemische Unterscheidung von Dolomit in Dünnschliffen 44.
Wölsenberg (Oberpfalz). Quarz, pseudomorph nach K., in den Flußspatgängen 353.
Kalkspatkompensator 427. 469.
siehe auch Kompensator.
Kämmererit, Unst (Shetlandsinsel) 591.
Kappiger-Ley, Laacher See, Einschlüsse im Leuecttuff 721.
Keil, doppeltbrechender, Farbenfolge 580.
Keratophyr, Timor 571.
Kersantit, Lausitzer Granitmassiv 457.
Kieselsäure, siehe auch Siliciumdioxyd.
Kieselsäuremineralien, Norwegen 325. 520.
Klinoenstatit, Meteoriten 161.
Knollenkalkkomplex, ladinischer Südalpen 508.
Kohlenflöze enthalten Kohlensäure 683.
Kohlensäure in Kohlenflözen 683.
Kohlensäuretheorie von Arrhenius, Widerlegung der E. Kayser'schen Einwände 582. 769.
Kokskär-Insel, Finnischer Meerbusen, Naturgas und Entstehung 601.
Kolloidale wasserhaltige Tonerdesilikate, chemische oder physikalische Natur 699. 728.
Kolloidmineralien, Nomenklatur 518. 768.
Kompensator, neuer 390.
Kompensatoren 427.
ältere 388.
siehe auch Kalkspatkompensator.
Koenenit, Sarstedt 449.
Kontakt, Tromsö und Tromsötind, Granatamphibolit und Marmor 132.
Kontaktbildungen
Mt. Tibidabo bei Barcelona 26.
Uruguay, südl., Epidotadinole 68.
Kontaktmetamorphose, Hörtekollen, Norwegen 531.
Korund, Kappiger-Ley, Einschluss im Leucittuff 723.
Korundhaltiger Hornfels, Mt. Tibidabo bei Barcelona 26.
Kreide
Inoceramus inconstans und verwandte Arten 295.
Porosität der Sandsteine 245.
Deutsch-Ostafrika, Urgon 81.
Dobrudscha (Rumänien), Megalosaurus in der unteren 686.
Epirus 536.
Gosau 616.
Indien, Systematik der Nautiliden der oberen 115.
Jesenkoberg (westl. Bacher) 613.
Sarstedt 346. 348.
Kristall, Totalreflexion des Lichts 577.
Kristalle
geometrische Eigenschaften und deren Veranschaulichung durch geometr. Strukturbilder 413.
Größenordnung der Gravitations-Anisotropie 33.
Kristalline Schiefer, Spanien 642.
Kristallmodell. Apparat zum Schneiden nach V. Goldschmidt 190.
Kristallographie
von Linck 592.
von Rinne 591.
und Kristalloptik, graphische Methoden 126.
Kristallographisch-optischer Demonstrationsapparat 181.
Kristallstruktur, sichtbar gemacht durch Röntgenstrahlen 590.
Kristall- und Molekularstruktur, opt. Aktivität und Enantiomorphismus 189.
Kristallröntgenogrammetrie 260.
Kristalltheorien, statische und kinetische 413.
Labradorit, St. John's Point, Co. Down 126.
Ladinischer Knollenkalkkomplex, Südalpen 508.
Lamprophyr, Lausitzer Granitmassiv 457.

Lausitzer Granitmassiv Lamprophyre 457.
Leucitphonolithtuff, Kappiger-Ley, Laacher See, Einschlüsse 722.
Leucittinquaitporphyr, Ihringen, Kaiserstuhl 367.
Limnaea turrita Klein emend. Joos nebst var. Milleri und var. lacustriformis (T. stagnaloides), Obermiocän, Oberschwaben 58.
Lophiodon, Braunkohle Sachsens 351.
Löslichkeitsschema KCl, MgCl$_2$ und Wasser (Carnallitschema) 417.
Ludwigia schadensis, unterer Dogger, Hannover 473.
Manganerze, Odenwald und Spessart, im Zechstein 749.
Manganfayalit, Kristalle in Hohofenschlacken 626.
Mancherit, Mansfelder Kupferschieferrücken 225.
Mechanisch deformierte Gesteine, chemische Veränderungen 593. 634.
Megalosaurus in der Unterkreide, Dobrudscha (Rumänien) 686.
Melaphyr, Uruguay, südl., und Kontakt 70.
Melilith, Kristalle in Hohofenschlacken 625. 631.
Melongena Deschmanni und Rotkyana 303.
Metamorphose
böhmische Maße 784.
siehe auch Kontakt-, Dynamometamorphose etc.
mechanische, siehe deformierte Gesteine.
Meteoreisen, Carthage, Tennessee, Struktur 17. 261.
Meteoriten
Klinoenstatit 161.
Baroti (Pendschab, Indien), Sept. *1911. 590.*
Microtus ratticeps, Löß, Alföld 15.
Mikrochemische Untersuchung fein verteilter Carbonate in Gesteinsdünnschliffen 44.
Mikrophotographischer Apparat 181.
Mikroskop, siehe Polarisationsmikroskop.
Mineralchemie, Doelter 160.
Minerallagerstätten,
England, Cornwall, Virtuous Lady-Grube bei Tavistock 126.
Montgomeryshire 412.
siehe auch Erzlagerstätten.
Mineralogie
L. P. Gratacap 128.
Alexander H. Phillips 127.
siehe auch bestimmende Mineralogie.
Mineralvarietäten, Nomenklatur 518. 768.
Molekular- und Kristallstruktur, opt. Aktivität und Enantiomorphismus 189.
Moschusochsen, Diluvium, Belgien 178.
Muschelkalk
Elsaß-Lothringen, Haupt- 551. 584.
Rhön, Kalkalgen im Wellenkalk 402.
Muscovit, kristallographische Orientierung mittels Biegungs- und Aetzfiguren 657.
Mylonit 599. 637.
Hardangerjökeler, Granit- 524.
Myriopora Verbeeki, oberer Jura, West-Sumatra 754.
Natrolith, Kristallform und Aetzerscheinungen 304.
Naturqas, Insel Kokskär im Finnischen Meerbusen 601.
Nautiliden, Systematik der obercretacischen 115.
Nekrolog
Friedrich Teller 119.
Hofmann, Adolf 721.
van't Hoff von E. Cohen 285.
Nomenklatur der Mineralvarietäten und Kolloidmineralien 518. 758.
Nordatlantisches Gebiet, eocäne Geographie 234.
Norwegen
Geologie 324. 520.
—, Kritik J. Königsbergers 324.
Olivin, Kristalle in Hochofenschlacken 625.
Oolith, Zentralafrika, mariner (?) 112.
Optische Aktivität und Enantiomorphismus der Molekular- und Kristallstruktur 189.
Ovibos moschatus, Diluvium, Belgien 178.
Packung losen Sandes 242. 681.
Paragonit, Ochsenkopf in Sachsen, entstanden aus Phyllit 203.
Periklas, optische Verhältnisse 516.
Perm
Elgin, Schottland, fossilführende Sandsteine 617.
Odenwald und Spessart, Zechstein 742.
Permutit 748.
Petrochemische Untersuchungen 481.
Phonolithtuff siehe Leucitphonolithtuff.
Phosphorit, Podolien und ähnliche Mineralien 97.
Phyllit, Ochsenkopf in Sachsen, Umwandlung in ein dichtes Paragonitgestein 203.
Pisolith, Mansfelder Flözgebirge 337. 457.
Pleistocän,
Ungarn 13.

Pleistocän
Ungarn, Umgegend von Tata 109.
siehe auch Quartär.
Podolit, Podolien. Identität mit Dahllit 97.
Polarisationsmikroskop
Messung der Doppelbrechung 427.
elementare Anleitung von RINNE 318.
Porphyrit, Jesenkoberg (westl. Bacher), Gänge 610.
Porphyroidformation, Südpatagonien und Feuerland, chemische Veränderungen bei mechanischer Deformation 593.
Postpliocän, Palermo, Cyprina islandica 173.
siehe auch Quartär.
Primärschieferung innerhalb böhm. Masse 772.
Projektion, siehe stereographische Projektion 413.
Projektionsapparat, mikroskopischer 182.
Pseudomorphose, Quarz und Kalkspat, Wölsenberg (Oberpfalz) in den Flußspatgängen 353.
Pseudomorphosen, Spateisenstein nach Flußspat und Schwerspat, Tavistock 126.
Pseudospontane Evolution, Artenbildung 27.
Pseudosuchier, Vorfahren der Pterosaurier und Vögel 480.
Quartär
Packung diluvialer und rezenter Sande 242. 681.
Belgien, Moschusochse 178.
Bithynische Halbinsel 1.
Böhmen, Sinken der Elbe-Ebene während der Diluvial-Akkumulation 91.
Frankenwald, Eiszeit 146.
Hannover, Diluvium 51.
Kokskär-Insel, Finnischer Meerbusen 601.
Kroatien, Karst, Fauna 17.
Norddeutschland, Diskordanz diluvialer Schichten im Samland und im Fläming 561.
Palermo, Cyprina islandica im Postpliocän 173.
Schwaben, Hochterrasse, Schotter und Elephas primigenius Fraasi 475. 646.
—, *Steinheim-Murr, diluviale Wirbeltierfauna 475. 646.*
Ungarn, Pleistocän 13. 109.
siehe auch Postpliocän u. Pleistocän.
Quarz
Uebergang in Tridymit und Cristobalit 680.
Verhältnis zu Quarzin und Chalcedon 356.
Quarz
Wölsenberg (Oberpfalz), Pseudomorphose nach Kalkspat in den Flußspatgängen 353.
Quarzin und Chalcedon, Verhältnis zu Quarz 356.
Quarzit Hersehbach (Westerwald), tertiärer, Entstehung 676.
Quarzitsandstein, Uruguay, südlich, gefrittet 78.
Rehgehörn, pleistocäner Süßwasserkalk, Süttö 16.
Reiben von Mineralien, Geruch 660.
Reptilführender Sandstein, Elgin, Schottland 617.
Rhönitbasalt, Böhm. Mittelgebirge 195.
Ries, Grundgebirge 752.
Röntgenstrahlen machen die Kristallstruktur sichtbar 590.
Salzablagerungen, ozeanische, Bildung nach VAN'T HOFF 286.
siehe auch Steinsalz.
Salzartige Stoffe, aus dem Schmelzfluß kristallisiert 408.
Salzkammergut, Decken 272.
Samland, siehe Diluvium.
Sand, Packung des losen 681.
Sande, Packung tertiärer, diluvialer und rezenter 242.
Sandstein
Porenvolumen 242.
Uruguay, gefrittet 78.
Sanidin, Laacher See, Schmelztemperatur 335.
Sanidinit, Kappiger-Ley, im Leucitluff 725.
Sapropele mit freiem Schwefel 490.
Schafberggruppe, Tektonik 272.
Schiebungen, einfache, Demonstrationsmodell 28. 123.
Schlacken, siehe auch Hohofenschlacken.
Schleifapparat 126.
Schmelzpunkte der Silikate, Unterschiede in den Angaben 513.
Schmelztemperatur, Sanidin, Laacher See 335.
Schmelztemperaturen, Vergleichung der optischen und der thermischen Methode zur Bestimmung 328.
Schwefel, freier, in Sapropelen 490.
Sedimente, gefrittete, südl. Uruguay 68.
Shonkinitisch-theralitische Gesteine, Timor 573.
Siebenschläfer, Pleistocän, Köszeg, Ungarn 14.
Silber, Pfalz, Beweglichkeit in Zinnobererde 257.

Siliciumdioxyd, Milna, Insel Brač, Dalmatien, mehliges, Beziehung zur Bauxitfrage 668.
Silikate, Unterschiede in der Angabe der Schmelzpunkte 513.
Sillimanit, Kappiger-Ley, Einschluss im Leucittuff 723.
Silur
Estland. Gliederung des höheren Unter- 712.
Hüttchenberg bei Wünschendorf a. Elster, Dictyodora Zimmermanni und Palaeodictyum Eiseleanum 180.
Sodalithsyenit Hradlischka westl. Großpriesen a. Elbe, Ausscheidungen und Einschlüsse 767.
Spateisenstein, Tavistock. Pseudomorphosen nach Flußspat und Schwerspat 126.
Spessartit, Lausitzer Granitmassiv 462.
Spezifisches Gewicht von Flüssigkeiten
Indikatoren zur Bestimmung 39.
Indikatoren aus Glas 133.
siehe auch Dichte.
Sporogelit und Bauxit 193.
Sporogelitbauxit 65.
Staffelit. Beziehung zu Frankolit etc. 101.
Staurolithglimmerschiefer, Kappiger-Ley, Einschlüsse im Leucittuff 723.
Steiermärkisches Landesmuseum. Graz, Mineralogische Abteilung 512.
Steinsalz, Translation 696. 698.
siehe auch Salz.
Stereographische Projektion. neuer Transporteur 413.
Strandverschiebungen, Oberjura, südöstl. Deister 438.
Strontianit, Mansfelder Flözgebirge, in Pisolithen 337.
Strukturbilder zur Veranschaulichung der geometrischen Eigenschaften der Kristalle 413.
Sumatra. Geologie 753.
Sumbava, Gesteine, Osann'sche Werte 139.
Syenit, siehe auch Sodalithsyenit.
Sylt, Alter der Moräne des Emmerloff-Kliff 215.
Teller, Friedrich, Nekrolog 119.
Temperatur der Atmosphäre, abhängig vom CO_2-Gehalt der Luft 583. 769.
Terra rossa, siehe Bauxitfrage.
Terrasse, siehe auch Hochterrasse.
Tertiär
Packung der Sande 242. 681.
Epirus 536.
Hersebach, Westerwald, Entstehung von Quarziten 676.
Tertiär
Nordatlantisches Gebiet, eocäne Geographie 234.
Sachsen, Lophiodon in der Braunkohle 351.
Siebenbürgen, untersarmatischer Dacittuff 405.
Tescheu, am Karpathenrande überschoben 85.
Ungarn, Nagyenyed, sarmatisch 164. 209.
Testudo Riedli. Sotzka-Schichten. Trifail 381.
Theralitisch-shonkinitische Gesteine, Timor 573.
Timor, Gesteine der Alkalireihe 570.
Titaneisen, siehe Ilmenit.
Tone, siehe Tonerdesilikate und Aluminatsilikate.
Tonerdesilikate, kolloidale wasserhaltige. chemische oder physikalische Natur 699. 728.
Topas, Neu-Braunschweig (Kanada), Kristallhabitus 590.
Totalreflexion des Lichts an einem Kristall 577.
Trachyt, siehe auch Alkalitrachyt.
Transporteur. neuer stereographischer 413.
Trias
Eifel, alttriadische Verebnung und Eifeldolomit 269.
Elgin, Schottland, fossilführende Sandsteine 617.
Elsaß-Lothringen, Hauptmuschelkalk 551. 584.
Epirus 544.
nördliche Kalkalpen 272.
Rhön, Kalkalgen im Wellenkalk 402.
Südalpen. ladinischer Knollenkalkkomplex 508.
Tridymit und Cristobalit aus Quarz entstanden 680.
Tromsö, Granatamphibolit u. Eklogit 129.
Tundrafauna, Köszeg, Ungarn 14.
Ueberschiebungsdecken, Alpen 435.
Urgon, Deutsch-Ostafrika 81.
Vogelarten, neue pleistocäne, Felsnische Puskaporos bei Hamor, Ungarn 13.
Vorarlberger Juraklippen 252.
Vulkane, Systematik und Nomenklatur von K. Schneider 104.
Vulkanische Erscheinungen
Aetna und Japan 379.
der Erde 102.
Wage zur Dichtebestimmung 565.
Wagschalen und Gewichte, chinesische, aus Amethyst, für Edelsteinhändler 190.

Wasserhaltige kolloidale Tonerdesilikate, chem. und physik. Natur 699. 728.
Wellenkalk, Rhön, Kalkalgen 402.
Wherry's Nomenklatur, siehe Nomenklatur.
Winkel und Indizes in Zonen, graphische Bestimmung 190.
Wollastonit in Hohofenschlacken 689. 694.
Württemberg. Bodenschätze 191.
Zechstein, Spessart und Odenwald 742.
Zeolithe, siehe Tonerdesilikate, wasserhaltige, kolloidale.
Zinnchlorür, Verhalten zu K Cl und Na Cl beim Kristallisieren aus dem Schmelzfluß 373.
Zinnobererde, Pfalz, Beweglichkeit des Silbers 257.
Zinnstein, Zwillinge 126.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Zur jüngeren geologischen Geschichte der Bithynischen Halbinsel.

Von **P. Kessler.**

Überblickt man von irgend einer Höhe Bithyniens das Land, so sieht man sofort, daß man sich auf einer ehemaligen Ebene befindet, die den Eindruck eines Berglandes nur durch die mehr oder minder tief eingeschnittenen Täler erweckt. Philippson schildert diesen Eindruck, den er auf dem Gipfel des Bulgurlu (auch Büjük Tschamlidja genannt) empfangen hat, mit folgenden Worten[1]:

„Wenn man von dem kahlen Gipfel des Berges nach Norden blickt, könnte man sich auf eine Höhe unseres Rheinischen Schiefergebirges versetzt glauben, so völlig stimmen die Formen und Farben der Landschaft überein."

Den Hauptgrund dieser Ähnlichkeit anführend fährt er fort: „Auch hier entspricht die Oberfläche nicht dem verwickelten Faltenbau, sondern bildet, wenn wir uns die Erosionstäler zugeschüttet denken, eine fast ebene Hochfläche von 200—300 m Meereshöhe, die von unserem Standpunkt etwas nach Norden ansteigt, nur hie und da von einer flachen runden Kuppe oder Rücken überragt, wo ein härteres Gestein, namentlich Quarzit, auftritt. Es ist eine typische Denudationsfläche."

Wohl alle Geologen und Geographen, die das Land bereist haben, haben denselben Eindruck gehabt; ich erwähne nur Fitzner[2] und Cvijić[3].

Auch auf der europäischen Seite des Bosporus läßt sich diese Fläche ungefähr in derselben Höhe nachweisen, und zwar hat die Einebnung in gleicher Weise Devon und Tertiär betroffen[4]. Bereits 1870 gab Hochstetter[5] an, daß auf dieser Hochfläche im Belgrader Wald (nördlich Konstantinopel) hauptsächlich aus Quarz,

[1] Geologische und geographische Wahrnehmungen auf einer Orientreise. Sitzungsber. Naturhist. Ver. preuß. Rheinlande usw. 1897. p. 20.

[2] Forschungen auf der Bithynischen Halbinsel. Rostock 1903. p. 137.

[3] Grundlinien der Geographie und Geologie von Macedonien und Altserbien. Ergänzungsheft 162 zu Petermann's Mitt. p. 376.

[4] Philippson a. a. O. p. 25.

[5] Die geologischen Verhältnisse des östlichen Teiles der europäischen Türkei. Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst. 1870. 20. p. 365.

aber auch Kieselschiefer, Hornstein und Jaspis bestehende Schotter in etwa 10 m Mächtigkeit liegen[1]. Man könnte daher leicht veranlaßt sein, die Gerölle und die Einebnung einem sehr breiten alten Flußlaufe, den man als Urbosporus ansehen könnte, zuzuschreiben. Damit steht jedoch im Widerspruch, daß auch in weit nach Osten gelegenen Teilen der Bithynischen Halbinsel sich sowohl die Hochfläche wie die Geröllablagerungen feststellen lassen. Sie nehmen jedoch nicht durchweg dieselbe Höhenlage ein, so daß man gezwungen ist, entweder ursprüngliche Ablagerung in verschiedenem Niveau oder nachträgliche Störungen anzunehmen. Beide Möglichkeiten zieht auch Philippson in Betracht, wenn auch nur für das beschränkte Gebiet im Nordosten des Bosporus; dort läuft ein etwas über die übrige Fastebene sich erhebender Rücken rechtwinkelig zum Schichtstreichen von West nach Ost der Küste des Schwarzen Meeres entlang. Trotzdem er aus verschieden harten Gesteinen besteht, hat er eine fast ebene Oberfläche.

Sehr viel bedeutendere Höhenunterschiede zeigen sich weiter im Osten der Halbinsel, doch stets haben die Bergzüge eine abgeflachte Oberfläche und auch die höheren unter ihnen sind häufig mit Schotter bedeckt. Die Bergzüge des Devons, die der Trias und die der Kreide zeigen hierin keinerlei Unterschied.

Da aber diese abgeflachten Bergformen nicht nur in zwei oder drei, sondern in mehreren verschiedenen Höhenlagen vorkommen, möchte ich ihren Niveauunterschied zum größten Teile eher auf nachträgliche Verschiebungen bezw. verschieden starke Hebung zurückführen, als sie als Reste ursprünglich verschieden hoher Denudationsflächen ansehen, wenn ich auch nicht bestreiten will, daß auch hier vielleicht primäre Unterschiede vorkommen können. In manchen höheren Bergen, vor allem in denen, deren Höhe aus Quarzit besteht, wird man wohl auch Härtlinge zu erblicken haben.

Nach dem bisher Gesagten ist also die Bithynische Halbinsel eine alte Peneplain, die ungleichmäßig gehoben wurde. Die Zeit der Bildung dieser Peneplain ist nicht ohne weiteres klar. In den Schottern sind bisher auf asiatischer Seite keine Versteinerungen gefunden worden mit Ausnahme eines Kieselholzes[2]. Auf dieses eine Fossil, dessen Bestimmung mißlich ist und das schließlich auch eingeschwemmt sein kann, eine Zeitbestimmung zu gründen, scheint mir nicht angebracht.

[1] Schon Tchihatcheff, Asie mineure Abt. 4. 3. p. 393, erwähnt die Gerölle, sowohl von der europäischen Seite von der Umgegend von Pirgos im Belgrader Wald, wie von der asiatischen von Arnautkiöi und anderen Punkten beider Seiten, ist sich aber über ihre Herkunft und Stellung keineswegs im klaren.

[2] Kessler, Zum geologischen Aufbau der Bithynischen Halbinsel. Dies. Centralbl. 1909. p. 657.

Die Schotter bestehen hauptsächlich aus Quarzit und Kieselschiefer. Die Schotter vom Belgrader Wald, die gleiche Zusammensetzung haben und wohl auch nach ihrer Lage als gleichaltrig anzusehen sind, wurden von Hochstetter den Belvedereschottern des Wiener Beckens wegen ihrer lithologischen Ähnlichkeit gleichgestellt. Ich halte es für äußerst gewagt, Flußablagerungen so weit entfernter Gebiete wegen ihres gleichen Aussehens gleiches Alter zuzuerkennen und möchte vorziehen, das Alter der Schotter vorläufig unbestimmt zu lassen.

Eine Peneplain kann sich nur in einem Gebiete bilden, das von der Erosionsbasis nur durch minimalen Höhenunterschied getrennt ist. Die Niveauverschiebung gegen die jetzige Erosionsbasis muß in ihrem Maximum so viele Meter betragen, wie jetzt die höchsten Reste der Peneplain sich über das Meer erheben. Daß aber die Verschiebung der Erosionsbasis nicht allein durch ein Sinken des Schwarzen Meeres veranlaßt, sondern auch, und wohl hauptsächlich, auf ein Aufsteigen der alten Peneplain zurückzuführen ist, scheint mir durch die verschiedene Höhenlage, bezw. durch das im folgenden noch zu zeigende Fallen der Peneplain nach Norden, mindestens sehr wahrscheinlich. Wäre das letztere allein durch eine Senkung im Norden, nicht auch durch eine Hebung im Süden veranlaßt, so hätte in der Vorzeit das Schwarze Meer, die Erosionsbasis, einen ebenso hohen Stand gehabt haben müssen, wie jetzt die Rücken der abradierten Höhen liegen, müßte es also ungefähr 600 m höher gestanden haben als jetzt. Dafür lassen sich aber keinerlei Beweise anführen. Es muß vielmehr eine Hebung der Peneplain angenommen werden.

Die höchsten Höhen liegen im allgemeinen im Süden der Halbinsel. Unmittelbar vom Golfe von Ismid steigen sie bei Hereke bis zu 600 m an. Hat man den steilen Anstieg überwunden, so steht man oben auf einem fast ebenen Gelände, in das nur einzelne tiefe nach Süden verlaufende Täler eingeschnitten sind. Nach Norden senkt sich im allgemeinen die Fastebene; die Höhe der Bergflächen in der Nähe des Schwarzen Meeres beträgt im Höchstfalle nurmehr etwa 150—200 m. Doch auch hier sind Ausnahmen. So steigt der Kurudju Tepe, den ich aus eigener Anschauung nicht kenne, nach der dem Buche von Fitzner beigegebenen Karte bis zu 600 m an.

Daß trotz vereinzelter Ausnahmen die Senkung nach Norden ziemlich regelmäßig ist, beweist die Richtung aller größeren Wasserläufe. Die nach Süden mündenden Bäche haben alle ihren Ursprung nahe der Südküste, während z. B. der Giök Su, der in das Schwarze Meer mündet, seine Quelle nur etwa 3 km nördlich des Golfes von Ismid hat.

Die Wasserscheiden zwischen den nach Norden und nach Süden fließenden Bächen sind meist niedrig. So liegt die Wasserscheide

zwischen dem östlich Pendik in den Golf von Ismid mündenden Büjük Deré und dem nach Norden in den Riwa Dere abfließenden Domus Deré nur in etwa 100 m Meereshöhe, während sich ringsum die Höhen bis auf über 200 m erheben. Die nach Süden mündenden Bäche scheinen also räuberisch in das Gebiet der nach Norden entwässernden eingedrungen zu sein. In früherer Zeit haben demnach die nach Süden laufenden Bäche eine noch geringere Länge gehabt als jetzt.

Trotzdem haben viele von ihnen ein unverhältnismäßig breites Tal. Zwischen Daridja und Hereke mündet ein Bach, das Dil Deré, der nur etwa 11 km lang ist und den man 3 oder 4 km vor seiner Mündung zur Not noch überspringen kann. Sein in die Kreide und Triasschichten eingeschnittenes Tal ist trotzdem weit über 1 km breit. Es scheint mir klar, daß dieser Bach nicht das breite Tal gebildet haben kann, selbst wenn man andere klimatische Verhältnisse in der Vorzeit annimmt. Da aber ganz allgemein, wie gesagt, die nach Süden abfließenden Bäche in das Gebiet der nach Norden fließenden vordringen, muß auch er früher einen noch kürzeren Lauf und wahrscheinlich eine noch geringere Wassermenge gehabt haben. Von dem nach Norden fließenden ebenfalls Büjek Deré heißenden Bach, der in seinem weiteren Verlauf als Riwa Deré zum größten Wasserlauf der Halbinsel wird, oder vielmehr von einem seiner Nebenbäche, trennt ihn nur eine niedrige Schwelle, da beide Bäche durch ein 4 km breites sanftes Tal zwischen den Ortschaften Denlisli, Aïrau und Djumakiöi verbunden sind[1]. Doch auch das Büjük Deré bezw. sein Nebenbach kann nicht das Tal des Dil Deré gebildet haben, da für ihn im Süden nur ein Niederschlagsgebiet von wenigen Kilometern vorhanden gewesen wäre, das auch unter den günstigsten Umständen niemals die nötigen Wassermassen geliefert hätte, um ein derartiges Tal auszutiefen. Es bleibt also nur die einzige Möglichkeit, daß dieses Tal bereits gebildet wurde, als die topographischen Verhältnisse der Halbinsel noch ganz anders waren. Nur ein Fluß mit sehr viel größerer Wassermenge, was in diesem Falle gleichbedeutend mit einem längeren Lauf erscheint, kann dieses Tal ausgetieft haben. Wäre der Fluß von Norden gekommen, so müßte eine Umkehrung der Höhenverhältnisse in der Art stattgefunden haben, daß früher der nördliche Teil der Halbinsel ein höheres Niveau eingenommen habe, als der südliche. Für eine derartige schaukelnde Bewegung der ganzen Halbinsel um ihre Längsachse haben wir keinerlei Anhaltspunkte. Kam der Fluß von Süden, so kann er das Tal nur gebildet haben, als an Stelle des jetzigen Golfes von Ismid noch ein Land lag, das zu seinem Niederschlagsgebiet gehörte.

[1] v. d. Goltz, Anatolische Ausflüge. (Zit. nach Fitzner, a. a. O.)

Nun hat Hörnes in neuerer Zeit gezeigt[1], daß der alte Flußlauf des Bosporus nicht wie der jetzige Meeresstrom sein Wasser von Nord nach Süd, sondern in umgekehrter Richtung ergoß. Im Süden hat also höchstwahrscheinlich zu dieser Zeit das Marmarameer noch nicht bestanden, sondern an seiner Stelle hat ein Festland gelegen. Auf dieses haben ja viele Forscher, teilweise auch aus anderen Gründen, deren Anführung hier zu weit führen würde, geschlossen.

Man kann daher sehr wohl annehmen, daß das vorhin erwähnte Flußtal der bithynischen Halbinsel ebenfalls aus einer Zeit stammt, in der der Golf von Ismid noch nicht gebildet war.

Stimmt diese Annahme, so muß man auch auf dem der bithynischen Halbinsel jenseits des Golfes von Ismid gegenüberliegenden Festlande noch jetzt einen Fluß, oder wenigstens ein Flußtal finden, das in der südlichen Verlängerung des erwähnten Flußtales liegt.

Gegenüber der Mündung des Dil Deré liegt in noch nicht 3 km Entfernung von der Nordküste des Golfs das etwa 6 km nach Norden vorspringende Dil Burnu. Von der Mündung des Baches aus gesehen schiebt es sich wie ein schmaler niedriger Wall zwischen den westlichen und östlichen Teil des Golfes von Ismid. Man bleibt bei seinem Anblick keinen Augenblick darüber im Zweifel, daß es im wesentlichen aus ganz jungen Anschwemmungen besteht, wenn auch nach Tchihatcheff[2] eine kleine Stelle mit anstehendem festen Gestein vorkommt. In der Tat mündet an der einen Seite der Landzunge das Yalak Deré, das, etwas nördlich des Isnik Giöl (Giöl = See) entspringend, einen Lauf von über 20 km hinter sich hat. Dieser Wasserlauf scheint sehr wohl imstande gewesen zu sein, das Tal des ihm jetzt gegenüber mündenden Baches in seinem Oberlauf auszutiefen.

Inwieweit sich ähnliche Beobachtungen an anderen Bächen Bithyniens machen lassen, ist mir nicht bekannt. Ein Beibringen anderer Beispiele wäre jedenfalls sehr wünschenswert.

Wir kommen aber auch so zu dem Schluß, daß die alte Peneplain der Halbinsel samt dem gegenüber liegenden Teil des kleinasiatischen Landes zuerst gehoben wurde, und daß dann erst der Einbruch des Golfes von Ismid erfolgte. Nach Osten sehen wir den Golf in den Sabandjasee verlängert, der etwa 36 m über dem Meeresspiegel liegt und ungefähr 17 km westlich des Golfes von Ismid beginnt. Da seine Erstreckung ebenfalls Ost-West ist und er in der Verlängerung des Golfes von Ismid liegt, darf man annehmen, daß er an denselben Spalten wie dieser abgesunken ist.

---

[1] Die Bildung des Bosporus und der Dardanellen. Sitzungsber. kais. Akad. Wien, math.-naturw. Klasse. **118**. Abt. I. Juni 1909.

[2] Asie mineure. Abt. 4. 3. p. 395.

Die anatolische Bahn benutzt zwischen dem Golf und dem See ein Tal, das sich an seiner höchsten Stelle nur wenige Meter über den Spiegel des Sabandja erhebt. Der Sabandja wird jetzt nach Nordosten durch den Tschark Su in den Sakaria entwässert, es ist aber wohl kaum ein Zweifel möglich, daß dieses Tal einen alten Abfluß des Sees in den Golf von Ismid darstellt, da eine Verbindung in umgekehrter Richtung äußerst unwahrscheinlich erscheint.

Der Sakaria fließt jetzt etwa 6 km östlich des Sabandjasees nach Norden und liegt auf ungefähr gleicher Höhe wie dieser See. Das Land zwischen See und Fluß ist flach, so daß die Vermutung nahe liegt, daß der Sakaria einst in den Sabandja geflossen sei und durch diesen seinen Abfluß in den Golf von Ismid genommen habe. Mächtige Schottermassen, die nach Tchihatcheff[1] am Ostende des Sees liegen, nach Westen aber an Mächtigkeit abnehmen und schließlich auskeilen, scheinen die Vermutung zu bestätigen. Demnach hat wahrscheinlich der nach demselben Autor im Unterlauf enge Sakaria seinen Abfluß nach Norden erst in junger Zeit gefunden.

Verlegungen der Flußläufe scheinen im Osten des Sabandja, wenn auch nur in geringem Maße noch in jüngster Zeit stattgefunden zu haben. Die Justinianbrücke, die einst über den Tschark Su ging, führt jetzt mehrere hundert Meter vom Fluß entfernt über trocknes Land[2]. So interessant und wichtig die alten Verhältnisse des Sakaria und seiner Nebenflüsse für die Frage der Entstehung des Golfs von Ismid wäre, muß ich mich auf diese wenigen Worte beschränken, da ich diesen Teil Bithyniens nicht durch eigene Anschauung kenne und die Literaturangaben gar zu dürftig sind, um irgend welche Schlüsse zu ziehen. Ganz ungewiß erscheint mir, nach welcher Richtung der Sakaria vor Entstehung des Golfes von Ismid abgeflossen ist, da hier, will man auch nur eine einigermaßen gesicherte Hypothese aufstellen, das

[1] a. a. O. p. 395.

[2] Nach der Darstellung der Fitzner'schen Karte. Anders ist die Darstellung in Meyer's „Türkei" p. 392: „3 km nördlich von Bahnstation Hamidieh liegt die alte Brücke des Sophon . . ., 561 n. Chr. vom Kaiser Justinian erbaut und jetzt noch fast vollkommen erhalten; sie führt angeblich über ein verlassenes Bett des Sangarios, der jetzt als Sakaria 3 km westlich von der Brücke vorüberfließt. Da aber in diesem Falle die Wellenbrecher der Brücke auf der der Strömung entgegengesetzten Seite liegen, ist es wahrscheinlicher, daß der Fluß ehemals das Schwarze Meer nicht erreichte, sondern nördlich von Adabasar in einer westlichen Kurve unter der Brücke hindurchfloß und sich durch den See von Sabandscha in den Golf von Ismid ergossen hat. Es ist aber auch möglich, daß Justinian den Strom in dieser Weise ablenken wollte . . . Unter der Brücke hindurch fließt jetzt der Tschark Su . . ."

Kartenmaterial vollkommen versagt. Gerade diese Frage wäre aber zur Feststellung der geologischen Geschichte des östlichen Teils Bithyniens von großer Wichtigkeit.

Mag nun der Sakaria in den Sabandja geflossen sein oder nicht, ein breiter alter Flußlauf verbindet jedenfalls den Sabandja mit dem Golfe von Ismid. Nur entweder ein Tieferlegen der Erosionsbasis des Tschark Su oder eine Erhöhung der Schwelle zwischen dem Sabandja und dem Meere kann die Entwässerung des Sabandja nach Norden eingeleitet haben, vielleicht mag auch beides zusammentreffen. Tatsächlich sehen wir im Gebiete des Golfes von Ismid jetzt Anzeichen niedrigeren Wasserstandes als er ihn früher hatte.

An vielen Stellen läßt sich eine, allerdings nicht ganz regelmäßige Terrasse an der Südküste der Halbinsel verfolgen, deren Höhe ich leider nicht in Meterzahl angeben kann, die aber, falls es sich nicht um zwei verschiedene Terrassen handelt, was ich jedoch nicht glaube, im Osten höher liegt, als im Westen. Ebenso spricht der Zuwachs an Land längs des ganzen Golfes für eine negative Strandverschiebung in jüngerer Zeit.

Fitzner[1] führt schlagende Beispiele für Landzuwachs im Osten des Golfes in großer Zahl an. Ich will nur hervorheben, daß die ganze Ebene von Ismid, deren Niederschlagsgebiet im ganzen höchstens 400 qkm umfaßt, während sie selbst etwa 35 qkm mißt, aus jüngsten Ablagerungen besteht. Das weit in den Golf hinausgeschobene Delta des Yalak Deré habe ich bereits erwähnt. Aber auch weiter im Westen sehen wir bei Tuzla, wie sich zwischen die alten Gesteine des Festlandes und die des St. Georgkaps junge Schwemmassen gelegt haben, die nun beide verbinden[2].

Trotzdem hat der Golf von Ismid noch beträchtliche Tiefen, die stets der Südseite näher liegen als der Nordseite. Vier Abschnitte lassen sich im Golfe unterscheiden:

1. Der östlichste von der Ebene von Ismid bis zur Einschnürung beim Kavak Burnu; die größte Tiefe ist 22 m, die größte Breite 5 km.

2. Der breitere Teil von hier bis zum Dil Burnu, dem Drepanon der Alten, mit 100 m größter Tiefe und 10 km größter Breite.

3. Der Teil bis zur Enge zwischen Dardja Burnu und Tschatal Burnu mit 110 m größter Tiefe zwischen den beiden Kaps.

4. Der äußere Teil, im Westen mit Tiefen über 1000 m.

Viel langsamer fällt der Meeresgrund an der Nordküste der bithynischen Halbinsel ab. Im allgemeinen läuft die — 20 m-Kurve in 4—5 km Entfernung von der Küste. Trotzdem also

---

[1] a. a. O. p. 54.

[2] Toula, Geologenfahrten am Marmarameere. p. 11.

der Abfall viel flacher ist und bei weitem größere Wasserläufe in das Schwarze Meer als in den Golf von Ismid münden, hat sich keiner der Flüsse ein Delta in das Meer vorbauen können. Im Gegenteil, einige enden an Limanen und Buchten.

Um festzustellen, ob diese Verhältnisse allein durch ein Ansteigen des Spiegels des Schwarzen Meeres oder auch durch ein Sinken der Nordküste der bithynischen Halbinsel eingetreten sind, müssen weitere Gebiete in Betracht gezogen werden.

Am Schwarzen Meere lassen sich die Limane vom Asowschen Meer längs der Nordküste und Westküste bis zum Bosporus und dessen Umgebung verfolgen.

Am Bosporus selbst liegen einige Limane, von denen der bekannteste das Goldne Horn ist, das den auf etwa 7 km Erstreckung überschwemmten Unterlauf des Kiathane Su und Alibey Su darstellt. Ferner sind die westlich von Konstantinopel in das Marmarameer mündenden Buchten von Kütschük- und Büjük-Tschekmedjé Limane.

An der Südküste der Krim, im Osten und Süden des Schwarzen Meeres fehlen die Limane. An den Vorbergen des Kaukasus enden nach Hörnes[1] sogar die Täler hoch oben an einem Steilabfall. Daraus könnte man wohl den Schluß ziehen, daß das ganze Gebiet um das Schwarze Meer in jüngerer Zeit eine Bewegung derart durchgemacht habe, daß sich der westliche und nordwestliche Teil gesenkt, der östliche und südöstliche sich gehoben habe. Damit in Übereinstimmung zu stehen scheint, daß die Verbindung des Schwarzen Meeres mit dem Kaspischen durch die Manytschmeerenge in einer gewissen Zeit des Quartärs noch bestanden hat, jetzt aber unterbrochen ist. Diese Bewegung des Schwarzen Meeres müßte sich zeitlich durch die Ablagerungen an den Limanen feststellen lassen. Man wird wohl kaum bezweifeln, daß die sämtlichen Limane ziemlich gleichaltrig sind. Der Miusliman, an der Nordküste des Asowschen Meeres, westlich von Taganrog, ist nach den Untersuchungen Sokolows[2] in braune Mergel und Lehme und tiefer in Ablagerungen mit *Paludina diluviana* und anderen Südwasserformen, von denen ich hier nur *Dreissensia rostriformis* nennen will, eingeschnitten. Nimmt man die Schichten mit *Paludina diluviana* als altglacial oder auch vielleicht präglacial an, so muß das Einschneiden der Flüsse nicht unwesentlich jünger sein, da sie ja auch noch die diese bedeckenden mächtigen braunen Mergel durchschnitten haben.

Das tiefe Einschneiden der Flußtäler an der Nordküste Bithyniens, das die Ursache zur Bildung der kleinen Limane war,

[1] a. a. O. p. 17.

[2] Der Miusliman und die Entstehungszeit der Limane Südrußlands. Verh. d. russ. kaiserl. Mineralog. Ges. in St. Petersburg. 2. Ser. 40. 1902. (Zit. nach Hörnes p. 19.)

fällt also wahrscheinlich auch in diese Zeit. Die Senkung des Landes oder das Ansteigen des Wasserspiegels, das die Täler unter Wasser gesetzt hat, muß also noch in jüngerer Zeit erfolgt sein.

Sprechen, wie oben gezeigt, die Verbreitung der Limane im Westen des Schwarzen Meeres und das Fehlen aller Anzeichen einer positiven Strandverschiebung im Osten anscheinend für eine Senkung im Westen und eine Hebung im Osten, so scheinen sich doch Einwände geltend machen zu lassen.

Der wichtigste ist die Verbreitung der *Dreissensia rostriformis* auf dem Grunde des Schwarzen Meeres. Diese kommt heute subfossil in Tiefen bis zu 800 m vor. Man darf aus ihrer Dickschaligkeit, die auf ein Leben im seichten Wasser deutet, schließen, daß entweder seither der Spiegel des Schwarzen Meeres gestiegen sei, oder der Boden sich gesenkt habe. Die *Dreissensia* soll nun nach Hörnes[1] ringförmig die größten Tiefen des Schwarzen Meeres umschließen. Wäre das wirklich so, daß die Verbreitung der *Dreissensia* an bestimmte Isobathen gebunden wäre[2], so spräche das allerdings gegen jede einseitige Bewegung am Schwarzen Meere. Tatsächlich sagt aber auch Hörnes, daß die Dreissensien sich in verschiedenen Tiefen finden. Eine von Andrussow gegebene Karte[3] des Schwarzen Meeres zeigt nun allerdings drei Stellen mit *Dreissensia rostriformis* zwischen den Isobathen von 100 und 500 Faden, aber auch eine bei — 30. Als beim Minsliman über dem jetzigen Wasserspiegel liegend ist vorhin schon ein Punkt erwähnt worden. Noch weitere Daten führt Hörnes nach Andrussow an und zwar die Tiefen von 48, 50, 53, 105, 240, 363, 387 Faden (zu 6 Fuß). Ich glaube daher, daß man aus der Verbreitung der *Dreissensia* keinerlei Schlüsse auf gleichmäßiges Steigen des Wasserspiegels oder gleichmäßiges Sinken des Untergrundes ziehen darf.

Unter den Gründen, die für eine Hebung im Osten sprechen, wurde das Enden der Täler hoch über dem Wasserspiegel erwähnt. Hörnes[4] führt dieses nicht auf jüngere Hebung zurück, sondern darauf, daß „die Zerstörung des Landes durch das Meer hier so rasch eingreift, daß sie der Erosion voraneilt.“ Wenn aber das Steigen des Wasserspiegels die Überschwemmung der Limane veranlaßt hätte, ist nicht einzusehen, warum am Tieflande von Kolchis, an dem nur verhältnismäßig unbedeutende Flüsse münden, ein bedeutender jüngerer Landzuwachs stattgefunden hat.

---

[1] a. a. O. p. 15.

[2] Sokolow, Über die Entstehung der Limane Südrußlands. Mémoires du comité géologique. X. 4. 1895. p. 96. (Zit. nach Hörnes p. 15.)

[3] La Mer Noire. Guide des excursions du VII Congrès géol. Intern. 1897. XXIX.

[4] a. a. O. p. 17.

Immerhin mögen auch erhebliche Schwankungen des Wasserspiegels durch klimatische Einflüsse erfolgt sein, aber die Hauptursache des Ertrinkens der alten Flußtäler scheint mir eine Senkung im Westen des Schwarzen Meeres zu sein.

Ich glaube, daß man die Verhältnisse vom Schwarzen Meer auch auf die bithynische Halbinsel übertragen darf und annehmen kann, daß sie zur selben Zeit wie die russischen Limane eine Senkung erfahren hat. Ob auch hier die Senkung im Westen stärker war als im Osten, erscheint mir nicht ohne weiteres sicher. Doch scheint mir folgendes dafür zu sprechen. Zurzeit als der Bosporusfluß das Ägäische Festland nach Norden entwässerte, bestanden, wie oben gezeigt, auch bereits die Flüsse Bithyniens, vor allem das Riwa Deré. Die Flüsse der europäischen Halbinsel, deren Hebungsvorgänge wohl etwas anders verliefen als die der asiatischen, fließen nach Südosten, mündeten also in den Bosporusfluß. Jetzt ist im Schwarzen Meer die 50 m-Isobathe von der Riwamündung nur wenige Kilometer weiter entfernt, als von dem Eingang der Bosporusstraße in das Schwarze Meer. Die Erosionsbasis der nach Süden fließenden Flüsse auf europäischer Seite muß also mindestens ungefähr ebenso hoch gelegen haben als die der bithynischen. Nun haben die bei Büjük und Kütschük-Tschekmedjé (18 und 35 km westlich Konstantinopel) mündenden Flüsse große Limane, die an der bithynischen Nordküste mündenden nur unbedeutende. Da ihre Länge und die Höhe ihrer ehemaligen Erosionsbasis ungefähr dieselbe ist, wenn letztere für die bithynischen nicht noch niedriger lag, scheint mir die verschiedene Limanenbildung sich nur durch verschiedene Senkung erklären zu lassen. Allerdings könnte man einwenden, daß die Buchten von Kütschük- und Büjük-Tschekmedjé in das niedere Gelände der weichen Tertiärmergel eingeschnitten sind, während das Riwa Deré am Steilabfall der harten Devonschiefer sich nur ein schmales Tal graben konnte. Aber das Goldne Horn ist ja in dieselben Devonschiefer des Steilabfalls der Perafläche eingeschnitten. Allerdings könnte auch die ehemalige Nordküste, an der sich größere Limane befunden hätten, durch die kräftigere Brandung des Schwarzen Meeres nach Süden verlegt worden und die Limane so zerstört sein; aber an der europäischen Südküste müßten trotz geringerer Brandung ähnliche Vorgänge stattgefunden haben, da hier weit weichere Gesteine anstehen.

Noch ist die Frage zu erörtern, ob die Überschwemmung der Flußtäler vor oder nach dem Einbruch des Golfs von Ismid stattgefunden hat. Keinerlei gehobene marine oder auch süße Ablagerungen — das Eindringen des Meeres braucht nicht mit dem Niedergehen des Golfes zusammenzufallen — aus jüngerer Zeit geben uns an der Südküste Bithyniens hierüber Aufschluß. Zwar ist auch auf dem Grunde des Bosporus und des Marmarameeres *Dreis-*

sensia rostriformis gefunden worden, so eine Verbindung eines einstigen süßen Marmarabeckens mit dem Schwarzen Meer durch ein bereits versunkenes Bosporustal beweisend, wenigstens nach der Anschauung vieler Autoren, ob sie aber auch subfossil im Golfe von Ismid vorkommt, ist mir nicht bekannt. Jedenfalls glaube ich nicht, daß man die noch jetzt zahlreichen Erdbeben an der Südküste der bithynischen Halbinsel als Beweis des ganz jungen Einbruchs anführen kann, denn nach dem oben ausgeführten scheint sein ganzes Gebiet gerade in der Hebung begriffen zu sein oder war es wenigstens vor kurzer Zeit.

Möglicherweise hat die Hebung des ganzen südlichen Gebietes, die ja bereits vor Anlage der Flußtäler der bithynischen Halbinsel bestanden und diesen ihre Richtung vorgeschrieben hat, seither nicht zu wirken aufgehört, wobei allerdings im Westen nur eine äußerst schwache Hebung eingetreten sein kann, da sonst das Gefälle des Bosporus nach Norden stärker sein müßte. Im Osten scheint sie kräftiger zu sein und hebt nun, nachdem der Einbruch des Golfs von Ismid zur Ruhe gekommen ist, samt dem übrigen Gebiet auch die von seinem Wasser bedeckte Fläche.

Ferner bleibt noch die Frage offen, wann das Mittelmeer mit dem Schwarzen Meere in Verbindung trat. Wohl gleichzeitig mit der Überflutung der Limane und in ursächlichem Zusammenhang mit der Senkung, die ihre Überflutung hervorgerufen hat, drang das Mittelmeer in den Pontus ein und brachte sein Salzwasser bis weit in die Mündungen der alten Flüsse, in denen nun Austern, Pecten und andere Seetiere leben konnten[1]. Es liegt natürlich sehr nahe, den niedrigen Wasserstand, bei dem das allein möglich war, nur auf klimatische Ursachen zurückzuführen, da ja auch heute die großen Binnenmeere der abflußlosen Gebiete vielfach ihren Spiegel unter dem des Meeres haben. Es scheint mir aber, als habe auch im Schwarzen Meere selbst eine Senkung gewirkt. Im Pontus läßt sich, wie bereits gesagt, das Bett des Bosporusflusses bis zur 200 m-Isobathe verfolgen. Auf der etwa 16 km weiten Entfernung von der Isobathe 50 bis zur Isobathe 100 fällt der alte Lauf mit ungefähr 3 zu Tausend. Auf der 6 km weiten Entfernung von der Isobathe 100 bis zur Isobathe 200 aber mit dem ganz abnormen Gefäll von ungefähr 1,7 zu 100. Ein derartiges Gefälle hätte allerdings vielleicht bei einem schnellen Sinken des Spiegels des Pontus entstehen können, wäre aber bald wieder geringer geworden. Aber auch im Süden des Marmarameeres kann man das Bett des Ägäischen Flusses bis unter die 100 m-Linie verfolgen. Hier ist es ausgeschlossen, die tiefe jetzige Lage anders als durch Senkung zu erklären und ich

[1] Sokolow, a. a. O. p. 103. (Zit. nach Hörnes a. a. O. p. 23.)

Marmarameer und Ägäis nach Hörnes	Bithynische Halbinsel und benachbarte Gegenden
Fluviatile Ablagerungen am Hellespont mit der Pikermi-Fauna, wahrscheinlich gleichzeitig mit den Schotterablagerungen im Belgrader Wald bei Konstantinopel. Beginn der Entwässerung des ägäischen Festlandes gegen den Pontus.	Das alte gefaltete und verworfene Gebiet der Bithynischen Halbinsel und des Bithynischen Festlandes ist allmählich zur Peneplain geworden.
Paludinenseen auf dem ägäischen Festland, Bildung der Dreissensien- und Cardienschichten von Gallipoli. Der ägäische Fluß bildet die oberen „reifen" Täler der Dardanellen und des Bosporus.	Die Peneplain hebt sich allmählich, und zwar im Süden stärker als im Norden. Beginn der Herausbildung der nach Norden fließenden Flüsse.
Einschneiden der cañonartigen Tiefen des Bosporus und der Dardanellen, des Goldenen Horns und anderer Limantäler (Kütschük- und Büjük-Tschekmedjé). Beginn des Einbruchs der Ägäis, Eindringen des Mittelmeeres vom Süden her.	Vertiefung der Flußtäler.
Auch der nördliche Teil der Ägäis geht zur Tiefe. Eindringen des hochstehenden Mittelmeeres in die Dardanellen, das Marmarameer und den Bosporus. Hochliegende mediterrane Ablagerungen an den Dardanellen und an der Nordküste des Marmarameeres.	Einbruch des Ismider Grabens. Kurze Bäche bilden sich an seiner Nordküste und dringen räuberisch in das Gebiet der nach Norden fließenden älteren Bäche vor, teilweise ihr Bett benutzend. Eindringen des Mittelmeers. Senkung im westlichen Teil der Halbinsel. Überschwemmung des Bosporus und anderer Flußtäler durch Senkung im Westen.
Übergang in die heutigen Verhältnisse; Ausbildung der oberen ausgesüßten und der unteren salzigen Gegenströmung im Bosporus, welche immer weniger imstande ist, das Gleichgewicht herzustellen.	Durch starken Landzuwachs und gehobene Küstenterrassen zeigt sich eine Hebung im Süden, besonders im Südosten der Halbinsel.

glaube, daß man ebenso auch am Pontus junge Senkung als Ursache der tiefen Lage des alten Flußlaufes annehmen kann. Man wird wohl dieser Senkung, die wahrscheinlich zeitlich und ursächlich mit der Senkung des ganzen westlichen Schwarzen Meergebietes zusammenfiel, neben klimatischen Einflüssen den niederen Stand des Schwarzen Meeres zu damaliger Zeit zuschreiben müssen. Im wesentlichen nur auf klimatische Einflüsse will Hörnes die Verschiebungen im Stande des Pontus zurückführen und darin kann ich ihm nach allem bisher ausgeführten nicht beistimmen. Das ändert aber nicht, daß sich die zeitliche Folge der Vorgänge, wie ich sie aus der Morphologie der bithynischen Halbinsel geschlossen habe, mit der von Hörnes für das Marmarameer und die Ägäis gegebenen gut vereinbaren läßt. Die Einordnung der Vorgänge in die geologischen Zeiträume, die noch nicht ganz geklärt zu sein scheint, will ich bei dem Vergleiche mit der Darstellung von Hörnes[1] lieber weglassen, ebenso wie den an derselben Stelle gegebenen Überblick über die Geschichte des Schwarzen Meeres, bei dem sich der Widerspruch mit meiner Auffassung allzusehr geltend macht.

Nicht eine erschöpfende Darstellung der jüngeren geologischen Geschichte Bithyniens sollen die vorangehenden Zeilen geben, sondern nur ein paar Schlüsse aus der Morphologie sollten gezogen werden. Auch diese sehe ich keineswegs als unumstößlich an. Neuere Untersuchungen können vielleicht manches in anderem Lichte erscheinen lassen, für manches aber auch neue Beweise bringen. Nur weniges ist bisher zur geologischen Untersuchung Bithyniens geschehen und genauere Untersuchung wäre dringend wünschenswert.

Kleinere Mitteilungen aus dem ungarischen Pleistocän.

Von Dr. **Th. Kormos.**

1. Neue Vogelarten aus der Felsnische Puskaporos bei Hámor.

Herr Oberlehrer W. Čapek, der bekannte mährische Ornithologe, hatte die Freundlichkeit, neuerdings wieder mehrere aus der Felsnische Puskaporos bei Hámor (Kom. Borsod) stammende Vogelreste zu untersuchen. In diesem Material befinden sich — abgesehen von Arten, welche aus dieser Nische bereits bekannt sind[2] — mehrere Vögel, die von hier bisher nicht nachgewiesen waren. Ich kann über folgende Arten berichten:

[1] a. a. O. p. 63.

[2] Th. Kormos, Die pleistocäne Fauna der Felsnische Puskaporos bei Hámor. Mitteil. a. d. Jahrb. k. ung. geolog. Reichsanst. Bd. XIX, H. 3.

1. *Falco peregrinus* Tunst.
2. *Numenius (phaeopus* L.?)
3. *Coturnix coturnix* L.
4. *Anas boscas* L. und
5. *Mergus albellus* L.

Mit diesen 5 Arten, welche in der pleistocänen Vogelfauna Ungarns durchweg neu sind, hat sich die Zahl der aus der Puskaporos bekannten Vogelarten auf 35 erhöht.

2. Noch etwas über die Tundrafauna von Kőszeg.

Dieses Thema wurde von mir unlängst etwas näher besprochen[1]. Das Material meiner diesbezüglichen Untersuchungen stammt aus den Händen des Herrn kgl. ungar. Reichsgeologen E. v. Maros, der dasselbe im Jahre 1904 sammelte. Dem Letztgenannten gelang es damals unter anderem auch einige wohlerhaltene Reste (7 Unterkieferhälften und 1 Schädelbruchstück) des Halsbandlemmings (*Dicrostonyx torquatus foss.* Nhrg.) zu sammeln, eines Tieres, welches für die hocharktischen Tundren charakteristisch ist.

Während des vergangenen Jahres bot sich mir Gelegenheit, diesen interessanten Fundort mit meinem Freund v. Maros besuchen zu können. Derselbe befindet sich in dem — am Szabóhegy gelegenen — Saybold'schen Phyllitbruch, wo wir diesmal, außer einigen von hier bereits bekannten Arten, auch Reste anderer Tiere vorfanden. Es sind das:

Putorius nivalis L.
Microtus nivalis Martins
„ *gregalis* (Pallas)
Lepus europaeus (Pallas) und
Crex crex (L.)

aus dem Stamm der Vertebraten und

Fruticicola strigella Drap.
Eulota fruticum Müll. und
Tachea vindobonensis Fér.

von den Mollusken.

Durch einen eigentümlichen Zufall konnten wir bei dieser Gelegenheit gar keine Lemmingreste antreffen.

3. Ein pleistocäner Schlupfwinkel des Siebenschläfers.

Ebenfalls bei Kőszeg, im Gneisbruch unterhalb der Kalvarie, im Gyöngyösbachtal fanden wir die Spuren eines pleistocänen Schlupfwinkels des Siebenschläfers (*Glis glis* L.). In diesem Stein-

[1] Th. Kormos, Über eine arktische Säugetierfauna im Pleistocän Ungarns. Dies. Centralbl. 1911. p. 300—303.

bruch entdeckten wir nämlich eine mit Bohnerz ausgefüllte vertikale Spalte, aus welcher die Knochenreste dieses Nagetiers in großer Anzahl zutage kamen. Knochen anderer Tiere sind uns von hier nicht zu Händen gelangt. Deshalb und weil an dieser Stelle auch benagte und ganz fossil aussehende Haselnüsse vorliegen, ist es klar, daß die Siebenschläfer im Pleistocän hier hausten.

4. *Glis glis* L. aus dem Pleistocän des Komitats Komárom.

Herr H. Horusitzky, kgl. Chefgeologe, sammelte im Jahre 1900 bei Baromlak (Kom. Komárom) in einer Tiefe von 3 m aus dem — unter den Lößschichten gelagerten — Sand nebst einigen Mollusken (*Succinea oblonga* Drap., *Limnaeus stagnalis* L., *Bithynia ventricosa* Gray und *Sphaerium corneum* Müll.) mehrere Nagetierknochen (3 Femora, 1 Tibia, 3 Hei). Dieselben lagen bisher unberührt in unserem Museum, bis ich unlängst Gelegenheit hatte, die Stücke zu untersuchen. Nun kann ich aber mitteilen, daß die erwähnten Knochen ohne Ausnahme den Siebenschläfer (*Glis glis* L.) repräsentieren.

5. Das erste Vorkommen des *Microtus ratticeps* Keys. et Blas. im Löß des Alföld.

Herr kgl. Chefgeologe P. Treitz sammelte im Jahre 1902 um die Lößkeller der Gemeinde Solt (Komitat Pest) aus dem Löß eine Anzahl kleiner Knochen, welche aber zu näheren Untersuchungen größtenteils nicht geeignet sind. Unter diesen Resten befanden sich jedoch auch zwei Unterkieferbruchstücke, dessen eines von einem Hamster (*Cricetus cricetus* L.), das andere aber von *Microtus ratticeps* Keys. et Blas. herrührt. Letzterer ist bekanntlich ein nordisches Tier, welches sich als Relikt aus der Glazialperiode in Ungarn (Csallóköz) bis zum heutigen Tage erhalten hat.

Aus dem ungarischen Pleistocän ist dieses Tier schon mehrfach nachgewiesen (Höhlen von Novi und Ó-Ruzsin, Höhlen des Bükkgebirges, Kőszeg), wurde aber im Löß des Alföld (große ungarische Ebene) bisher nicht gefunden. Dieser Fund zeigt uns deutlich, daß die weit ausgedehnten Lößdistrikte des ungarischen Alföld in faunistischer Hinsicht noch viel des Interessanten bieten werden.

6. *Cricetulus phaeus* (Pallas)? am Fuße des Velebitgebirges.

Herr Prof. Dr. A. v. Degen entdeckte im Jahre 1910 bei Carlopago in Kroatien (Komitat Lika-Krbava) eine Knochenbreccie und hatte die Freundlichkeit, mir von diesem einige Belegstücke zur Untersuchung zu übergeben. Der Fundort befindet sich in dem Punta Tatina genannten Tal.

Die untersuchten Stücke bestehen aus einem fest verkitteten

Kalksteinmaterial und zeigen hier und dort Knochenspuren. Durch Zerschlagen der Breccienstücke gelang es mir, mehrere Knochenbruchstücke und kleine Zähnchen los zu lösen, unter welchen ich einen kleinen Teil aus dem Unterkiefer eines Marder-artigen Raubtieres, einen halben oberen Hirschzahn, Zähne und Unterkieferbruchstücke zweier — bisher näher nicht bestimmten — *Microtus*-Arten, einen sehr eigentümlichen und mir gänzlich unbekannten wurzeligen Zahn eines Wühlmaus-artigen Tieres, einen zahnlosen, linken Unterkieferast eines *Cricetulus*, und das Pygale einer großen Schildkröte *(Testudo?)* feststellen konnte. Letzteres hat viel Ähnlichkeit mit jenem meiner großen pliocänen Art *(Testudo?)* von Polgárdi.

Der erwähnte Unterkiefer eines *Cricetulus* zeigt so große Ähnlichkeit mit jenem des von verschiedenen Punkten Ungarns bekannten fossilen *C. phaeus* Pallas, daß ich denselben — wenn auch keine Zähne vorhanden sind — in den Formenkreis dieses kleinen Steppenhamsters verweisen zu dürfen gedenke. Sollte sich an dieser Stelle ein ausgiebigeres Material vorfinden, so dürften bei dem Vergleich noch die Arten *C. arenarius* (Pallas), *C. songarus* (Pallas) und hauptsächlich *C. atticus* Nhrg. mit in Betracht gezogen werden. Meines Wissens ist das Vorkommen im Pleistocän bei Carlopago das südlichste dieser Tiergruppe. Letzterer Umstand, sowie auch die übrigen Beziehungen dieser Fauna verdienen wohl eine weitere Beachtung.

7. Ein interessantes Rehgehörn aus dem pleistocänen Süßwasserkalk von Süttő.

Herr kgl. Sektionsgeologe Dr. A. Liffa erfreute mich im vergangenen Jahre durch ein — in dem Aprili'schen Kalksteinbruch bei Süttő — gefundenes interessantes Rehgehörn. Dasselbe ist ein abgeworfenes Stück, von welchem der größte Teil der Stange fehlt. Letztere ist oberhalb der Rose 36 mm breit und 30 mm dick, also breit und flach. Die Augensprosse zeigt schon an der Stangenbasis die Tendenz zur Abzweigung. In einer Höhe von 54 mm über die Rose sehen wir einen breiten Sattel, aus welcher die 90 mm lange Augensprosse, mit der Stange einen sehr spitzen Winkel bildend, steil emporragt. Auf dem Gehörn selbst sind keinerlei Spuren einer Verletzung oder gar Abnormität zu sehen. Die niedrige Stellung der Augensprosse einerseits, die Länge und die steile Richtung derselben anderseits verleihen diesem Gehörn ein besonderes Interesse. Das sind nämlich Charaktere, welche bei dem heutigen Rehgehörn nur in den seltensten Fällen vorkommen, die aber unserem Stück ein gewisses, *Dicrocerus*-ähnliches Aussehen verleihen. Bei dem miocänen *Dicrocerus* ist das Gehörn, wie bekannt, meist zweispitzig, d. i. „Gabler" und die Verzweigung der Sprossen beginnt knapp oberhalb der Rose. Bei dem Reh dagegen steht die Basis der Augensprosse in den meisten Fällen

sehr hoch an der Stange, so daß das Gehörn von Süttő in dieser Hinsicht eine Mittelstellung zwischen *Capreolus* und *Dicrocerus* einnimmt. Ich denke wohl nicht irre zu gehen, wenn ich behaupte, daß uns diese Erscheinung einen interessanten Fall des Atavismus zeigt.

8. Neuere Beiträge zur Fauna des kroatischen Karstes.

Ich habe bereits über meine Ausgrabungen Bericht erstattet, durch welche im Jahre 1911 die ersten Spuren des pleistocänen Urmenschen im Karstgebiete zum Vorschein kamen[1]. Die Höhle, wo diese Ausgrabungen stattfanden, liegt in der Umgebung der Gemeinde Lokve, am Slemeberg, in einer Höhe von 864 m ü. d. M. und ist in meinem zitierten Aufsatz eingehender beschrieben. Im Sommer 1912 setzte ich hier die Ausgrabungen fort, doch das Ergebnis war jetzt unzureichend. Es stellte sich heraus, daß der Urmensch sich in dieser Höhle nur vorübergehend aufhielt und hier kein beständiges Heim hatte. Auch die Fauna ist sehr arm, denn außer den sehr häufigen Bärenknochen sammelte ich das erstemal nur einige, allenfalls sehr interessante Pantherreste. Meine diesjährigen Arbeiten werden an der Fauna nicht viel ändern, es ist aber immerhin erwähnenswert, daß bei dieser Gelegenheit ein oberer rechtsseitiger Nagezahn eines Murmeltieres (*Arctomys marmota* Schreb?) und ein Tarsometatarsus eines Alpenschneehuhns (*Lagopus mutus* Montin) zum Vorschein kamen. Das Murmeltier ist bei Krapina in zahlreichen Überresten gesammelt worden, für das Karstgebiet ist aber sein Vorkommen im Pleistocän neu. Ebenfalls neu, ja sogar für Kroatien und Slavonien überhaupt, ist meines Wissens das Vorhandensein eines Alpenschneehuhns in dieser Fauna.

Versuch zu einer neuen Deutung der Struktur des Meteoreisens von Carthage (Tennessee).

Von **Paul Kaemmerer** in Dresden.

Mit 6 Textfiguren.

Bei der Durchsicht der Meteoreisen-Sammlung im Kgl. Mineralog. Museum zu Dresden fiel ein Stück des 1840 gefundenen Eisens[2] von Carthage (Tennessee), das bisher als Oktaedrit mit

[1] Kormos, Die ersten Spuren des Urmenschen im Karstgebiete. Mit Taf. II u. Fig. 15—17. Mitteilungen aus der Höhlenforschungskommission d. ung. geol. Gesellsch. Jahrg. 1912. Heft 1. p. 97.

[2] Troost, Description of three varieties of Meteoric Iron. 1. Meteoric Iron from Carthage, Smith County, Tennessee. Am. Journ. (2.) 2. p. 356 f. 1846. Wegen der übrigen Literatur über das Meteoreisen von Carthage vergl. E. A. Wülfing, Die Meteoriten in Sammlungen, p. 64. 1897.

mittleren Lamellen[1] registriert war, durch die eigenartige Anordnung der Lamellenspuren auf der Hauptschnittfläche auf, die sich scheinbar mit der angenommenen Oktaedritstruktur nicht vereinigen ließ. Herr Dr. Schreiter, der mich hierauf aufmerksam machte, regte mich zu einer Entscheidung der Strukturfrage an. Herr Geheimrat Prof. Dr. Kalkowsky stellte mir in liebenswürdiger Weise die beiden im Museum vorhandenen Stücke des Eisens von Carthage, ferner ein Stück aus der Sammlung des Mineralogischen Instituts der Kgl. Techn. Hochschule zu Dresden zur Verfügung; ebenso wurde mir die vorhandene Literatur zugänglich gemacht. Für alles Entgegenkommen möchte ich auch an dieser Stelle meinen Dank aussprechen.

Da zunächst vermutet wurde, das vorliegende Eisen könnte zu dem Typus gehören, den F. Rinne bei dem Meteoreisen von Goamus, Farm Gibeon, D.-S.-W.-Afrika, als Tesseraoktaedrit beschrieben hat[2], so wurde dieses Stück aus der Leipziger Sammlung zum Vergleich erbeten. Es wurde in dankenswerter Weise bereitwilligst zur Verfügung gestellt, erwies sich aber als ganz anders geartet wie das hier vorliegende. Das Eisen von Carthage ist also jedenfalls kein Tesseraoktaedrit.

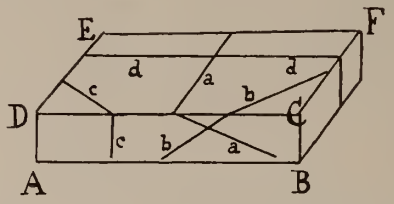


Fig. 1. Lage der vier Lamellenscharen.

Die Betrachtung des Eisens zeigt, daß die Kamazitlamellen vier Hauptscharen bilden, also parallel vier verschiedenen Ebenen laufen und auf jeder Schnittfläche im allgemeinen vier verschiedene Richtungen der Lamellenspuren erkennen lassen. Unter den vollständigen Kristallformen der Holoedrie des regulären Systems findet sich nun allerdings nur das Oktaeder als die Form, die aus vier verschieden gerichteten Ebenen aufgebaut ist. Dennoch ergibt eine andere Überlegung, daß das vorliegende Eisen kein Oktaedrit sein kann. Eine der seitlichen Begrenzungsflächen (Fig. 1, ABCD) ist nämlich nahezu einer Lamellenschar parallel, zeigt demgemäß nur drei Spurenrichtungen. Eine von diesen Spuren nun steht annähernd senkrecht

[1] Auskunft über Strukturarten der Meteoreisen gibt E. Cohen, Meteoritenkunde. 1894—1905.

[2] F. Rinne, Ein Meteoreisen mit Oktaeder- und Würfelbau (Tessera-Oktaedrit). N. Jahrb. f. Min. etc. 1910. I. p. 115.

auf der Hauptschnittfläche des Eisens (Fig. 1, CDEF); diese selbst zeigt wieder vier Spurenrichtungen, je zwei nahezu senkrecht zueinander. Wäre also die Struktur oktaedritisch, so müßte die seitliche Begrenzungsfläche einer Oktaederfläche parallel, die Hauptschnittfläche zu einer Oktaederkante senkrecht stehen, d. h. parallel einer Fläche des Rhombendodekaeders sein. Untersucht man aber, welche Spuren entstehen, wenn ein Oktaeder nach der Fläche des Rhombendodekaeders geschnitten wird, so ergeben sich nur drei verschiedene Spuren. Diese bilden, wie sich durch Rechnung oder Konstruktion leicht ermitteln läßt, ein gleichschenkliges Dreieck mit den Basiswinkeln 54° 45'. Hat nun auch die Schnittfläche nicht ganz genau die Lage der Dodekaederfläche, so ist doch eine solche Abweichung, wie sie die Spurenrichtungen auf der Hauptfläche des Eisens gegen die oben genannten Richtungen aufweisen, ausgeschlossen. Auch die Verfolgung der Übergangswinkel der Lamellen an den Kanten läßt bald erkennen, daß hier eine Anordnung nach Oktaederflächen nicht vorliegt.

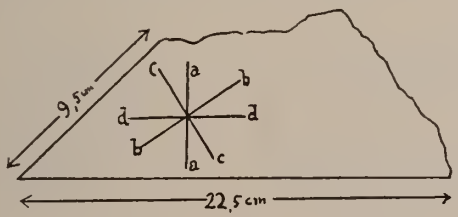


Fig. 2. Grundriß des Eisens I mit Lamellenspuren.

Da somit der Oktaedrittypus für das Meteoreisen von Carthage nicht angenommen werden kann, so muß der Versuch gemacht werden, die Anordnung der Lamellen unter einem anderen Gesichtspunkte zu deuten.

Die Durcharbeitung verschiedener Möglichkeiten brachte mich schließlich auf den Gedanken, daß die Lamellen des Eisens parallel zu Flächen des Rhombendodekaeders gehen könnten. Dieser Annahme stand zunächst im Wege, daß bei einem solchen Dodekaedertypus die Schnittflächen mehr Spuren zeigen müßten, als vorhanden waren. Das nähere Studium zeigte dann, daß man eine Erklärung der Struktur geben kann, wenn dem Aufbau des Eisens ein Rhombendodekaeder zugrunde gelegt wird, bei dem nur die Zonen von zwei Hauptachsen ausgebildet sind, die Zone der dritten Hauptachse aber fehlt, oder nur gelegentlich ganz untergeordnet zur Geltung kommt. Wenigstens hat sich diese Annahme unter allen Möglichkeiten am besten bewährt. Ich gehe nun etwas näher darauf ein.

Es lagen, wie erwähnt, drei Stücke des Eisens zur Unter-

suchung vor. Das größte (I) hat die in Fig. 2 gezeichnete Grundfläche und eine Höhe von durchschnittlich 0,9 cm. Die Lamellenbreite schwankt zwischen reichlich 3 mm und 1 mm. Außer der Ober- und Unterfläche bieten auch die nach A C und A B geschnittenen Seitenflächen die Widmannstätten'schen Figuren dar. Der Taenit begleitet in ganz schmalen Bändchen den Kamazit: stellenweise ist er gar nicht zu finden. Risse finden sich nach allen Lamellenrichtungen hie und da; das System der Lamellen ist nicht ganz ungestört und macht einen sehr groben Eindruck.

Wesentlich das gleiche gilt von dem Stück II, das ein Teilstück von I zu sein scheint, den Begrenzungsflächen nach zu urteilen. Seine Grundfläche ist nur viel kleiner (Fig. 3) und es hat fünf künstliche Flächen mit Widmannstätten'schen Figuren.

Das Stück III ist eine anders als die vorigen orientierte Platte mit lauter künstlichen Seitenflächen, von denen zwei zur Ober-

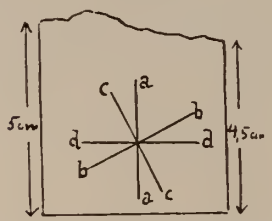


Fig. 3. Grundriß des Eisens II mit Lamellenspuren.

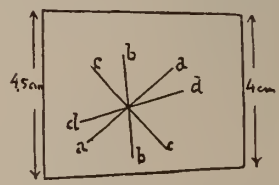


Fig. 4. Grundriß des Eisens III mit Lamellenspuren.

fläche schief, zwei nahezu senkrecht gehen. Den Grundriß zeigt Fig. 4. Die Höhe ist etwa 5 mm.

Wo die Grobheit der Lamellen die Winkelmessung zu unsicher machte, konnten mit Vorteil die zu den Lamellenspuren parallelen Liniensysteme in den Plessitfeldern als Ersatz herangezogen werden.

Ich erwähnte oben, daß die Hauptfläche von I und II nahezu senkrecht steht zu einer in der einen Seitenfläche als Spur auftretenden Kante. Deutet man diese Kante nach der neuen Auffassung als eine Dodekaederkante (die Kante c auf A B C D in Fig. 1), so muß nun die Hauptfläche einer Oktaederfläche parallel sein.

Wird aber ein vollständiges Rhombendodekaeder nach einer Oktaederfläche geschnitten, so entstehen 6 Spuren verschiedener Richtung, von denen jede mit den benachbarten Winkel von 30° bildet. Da nun nach unserer Annahme die Zone einer der Hauptachsen fehlen soll, so erhält man in diesem Falle nur vier Spurenrichtungen, die der Reihe nach die Winkel 60°, 30°, 60°, 30° miteinander bilden. Diese vier Spuren zeigen sich nun tatsächlich auf der Hauptfläche des Eisens. Da diese, wie erwähnt,

nur angenähert die Lage einer Oktaederfläche hat, haben die Winkel der Spuren natürlich nicht genau die oben genannten Werte; sie liegen aber in der Nähe und auch die Größenänderung erfolgt in dem gleichen Sinne. Aus der Abweichung ergibt sich nun wieder die Möglichkeit, die Lage der Schnittfläche genauer zu bestimmen, worauf ich noch eingehen werde. Was ferner die hier gemachte Annahme stützt, ist der Umstand, daß die Übergänge der Lamellenspuren an der Schnittkante tatsächlich in der entsprechenden Weise stattfinden. Fig. 5a stellt ein solches „offenes" Dodekaeder dar, bei dem die Zone der senkrechten Hauptachse fehlt. Es sind nur die vier Flächen a, b, c, d mit ihren parallelen Gegenflächen vorhanden. Hat die vordere Fläche in Fig. 1 etwa die Lage der Fläche d, so würde die Hauptfläche, parallel einer Oktaederfläche, etwa die vier stark gezeichneten Spuren auf a, b, c und d hervorbringen, während die punktierten Spuren fehlen würden. Fig. 5b zeigt die Platte der Fig. 1 zum Vergleich mit dem Dodekaeder orientiert. Wie man sieht, ergeben

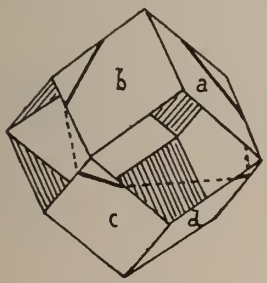


Fig. 5a.

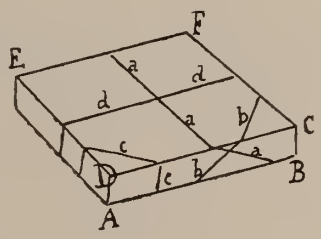


Fig. 5b.

Lage der Hauptschnittfläche der Eisen I und II gegen das unvollständige Dodekaeder.

sich die richtigen Übergänge der Spuren an der Kante CD hier aus der Lage der Dodekaederflächen.

Bei genauer Absuchung waren übrigens auf jedem der Stücke einige wenige und kurze Lamellenspuren zu finden, die sich im Sinne der fehlenden Flächen dem ganzen System einzufügen schienen.

Die genauere Bestimmung der Lage der Hauptschnittflächen zu den Flächen des Dodekaeders bezw. zum Achsensystem kann auf die Verfahren gegründet werden, die für die oktaedrischen Meteoreisen von A. Březina[1] und A. Himmelbauer[2] ausgearbeitet worden sind. A. Březina hat die Aufgabe rechnerisch behandelt

[1] A. Březina, Meteoritenstudien II. Über die Orientierung der Schnittflächen an Eisenmeteoriten. Denkschr. d. K. Akad. d. Wissensch., math.-nat. Kl. **44**. p. 121. 1882.

[2] A. Himmelbauer, Orientierung von Schnittflächen an Meteoreisen. Min.-petr. Mitt. **28**. p. 153. 1909.

und für die Oktaedrite eine Tafel aufgestellt, aus der man mit Hilfe der gemessenen Winkel der Lamellenspuren auf der Schnittfläche die Lage dieser Fläche gegen das Achsensystem ermitteln kann. Dieses Prinzip läßt sich natürlich auch auf das Dodekaeder übertragen. Die analytische Geometrie bietet die Formel, aus der man den Winkel zweier Geraden im Raum berechnen kann, wenn diese Geraden selbst durch die Gleichungen der sie erzeugenden Ebenen gegeben sind. Ist etwa die Gerade G_1 dargestellt durch die beiden Ebenengleichungen:

$$y = mz + a$$
$$x = nz + b$$

eine andere Gerade G_2 durch:

$$y = pz + c$$
$$x = qz + d,$$

so ergibt sich der Winkel φ zwischen G_1 und G_2 aus:

$$\cos\varphi = \frac{1 + mp + nq}{\sqrt{(1 + m^2 + n^2)\ (1 + p^2 + q^2)}}.$$

Z. B. ist $x + y + z = 0$ die Gleichung für die Oktaederfläche (111). Die Dodekaederflächen (101) und (011) haben die Gleichungen $x + z = 0$ und $y + z = 0$. Die Schnittgerade von (111) und (101) wäre dann:

$$\text{I.} \begin{cases} y = 0 \\ x = -z, \end{cases}$$

die von (111) und (011):

$$\text{II.} \begin{cases} y = -z, \\ x = 0 \end{cases}$$

Hieraus folgt:

$$\cos\varphi\ \text{I, II} = \frac{1}{\sqrt{4}} = \pm\tfrac{1}{2},$$

Daher φ I, II $= 60^0$ bezw. 120^0.

Es ist das der Winkel der Spuren a und b in Fig. 1 oder Fig. 5 auf der Hauptschnittfläche.

Mit Hilfe dieser Formel könnte man also auch, wie A. Březina für das Oktaeder, für das Dodekaeder eine Tafel aufstellen, die die Winkel der Schnittgeraden angibt, die bei wechselnder Lage einer Ebene auf dieser von den sie schneidenden Dodekaederflächen hervorgebracht werden.

Die allgemeine Lösung der Aufgabe, aus den auf der Schnittfläche gemessenen Spurenwinkeln die Lage der Fläche gegen die Achsen zu bestimmen, bietet algebraische Schwierigkeiten. Diese können aber entweder auf die oben geschilderte Weise nach A. Březina oder auch so umgangen werden, daß man das graphische Verfahren von A. Himmelbauer auf das Dodekaeder überträgt.

A. Himmelbauer arbeitet mit dem Wulff'schen stereographischen Netz unter einer Kugelprojektion des Oktaeders, die auf durchsichtigem Papier gezeichnet ist. Er ermittelt den Pol der Schnittfläche als den Schnittpunkt mehrerer Kurven, „Isoklinen" genannt. Es gibt eine Reihe von Ebenen, auf denen die Schnittgeraden mit zwei bestimmten Oktaederflächen immer den gleichen Winkel bilden. Die zu dieser Ebenenreihe gehörigen Pole liegen auf einer „Isokline".

Diese Isoklinenmethode läßt sich offenbar vom Oktaeder sofort auf das Rhombendodekaeder übertragen. Ich habe das bei der vorliegenden Aufgabe ausgeführt, um so mehr, als die leider

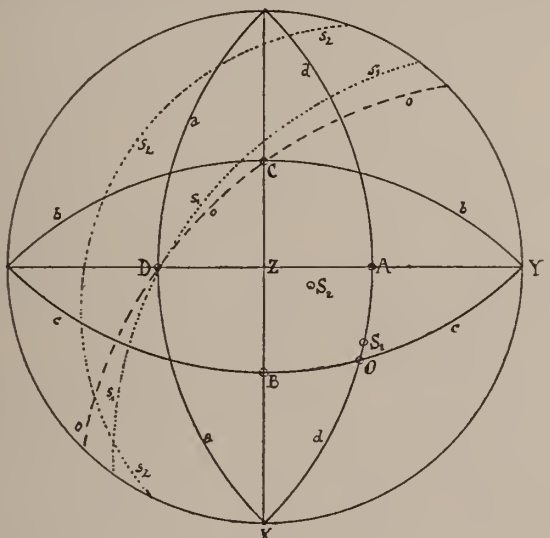


Fig. 6.

Polfigur von zwei Zonen des Rhombendodekaeders (a, b, c, d), geschnitten durch eine Oktaederfläche o und zwei an den Eisen I—III vorkommende andere Flächen s_1 und s_2.

nicht große Genauigkeit, mit der sich die Winkelmessungen an den Lamellenspuren anstellen ließen, die rechnerische Mühe der Tafelmethode nach A. Březina nicht gelohnt hätte.

In der Fig. 6 ist zunächst die Polfigur des Rhombendodekaeders gezeichnet, wie es Fig. 5a entspricht, mit fehlender Zone der Vertikalachse. a, b, c, d bedeuten die vier Flächen; A, B, C, D ihre Pole. X, Y, Z bezeichnen die positiven Richtungen der Achsen. Die in Fig. 5a als schneidende Fläche angenommene Oktaederfläche (111) ist dann durch o mit dem Pol O dargestellt.

Die Ebene s_1 mit dem Pol S_1 ist die nach dem isoklinen Verfahren genauer bestimmte Hauptschnittfläche der Eisen I und II.

Diese Platten sind nicht genau planparallel; die gezeichnete Fläche hat die Lage, wie sie etwa den Mittelwerten der gemessenen Spurenwinkel entspricht: ∢ a, b = 50°, ∢ b, d = 32°, ∢ d, c = 59°, ∢ c, a = 39°. Diese Lage ist charakterisiert durch die Winkel $S_1X = 62°$, $S_1Y = 52°$, $S, Z = 51°$ gegenüber der etwas abweichenden Lage der Oktaederfläche O, die bestimmt ist durch $OX = OY = OZ = 54° 45'$.

Die Figur enthält schließlich noch die Hauptfläche s_2 des Eisens III mit dem Pol S_2. Die Lage dieser Fläche ließ sich ebenfalls graphisch durch die Isoklinen bestimmen mit Hilfe der gemessenen Winkel der Lamellenspuren. Es fand sich im Mittel: ∢ a, b = 50°, ∢ b, c = 39°, ∢ c, d = 70°; ∢ d, a = 21°.

Daraus ergibt sich die Lage des Pols S_2 derart, daß annähernd $S_2X = 81°$, $S_2Y = 71°$, $S_2Z = 21°$ ist.

Die Spuren auf den Seitenflächen zeigten Richtungen, die nach meiner Beobachtung mindestens qualitativ den Forderungen genügten, die sich theoretisch auf Grund der graphischen Darstellung an sie stellen ließen, besonders in bezug auf die Art des Übergangs an den Kanten.

Nach alledem ordnet sich also auch das Stück III der Annahme unter, daß die Kamazitlamellen im Meteoreisen von Carthage den Flächen zweier Hauptachsenzonen des Rhombendodekaeders parallel gehen, während die dritte Zone höchstens ganz untergeordnet auftritt.

Was sonstige Beobachtungen über dodekaedrische Lamellen in Meteoreisen anlangt, so hat A. Březina[1] an den Eisen von Tazewell, Ballinoo, Narrabura-Creek, Augustinowka und Joe Wright[2] festgestellt, daß dem Bestandteil Schreibersit die Anordnung nach Dodekaederflächen zukommt und daß dabei häufig der Kamazit den Schreibersit als Wickelkamazit umgibt. Speziell am Eisen von Augustinowka wurden wulstiges Anschwellen der Balken und breiter Wickelkamazit bemerkt. Mit dieser wulstigen Verbreiterung ist wohl dasselbe bezeichnet, was beim vorliegenden Eisen von Carthage als Grobheit der Lamellen auffällt.

Jedenfalls würde sich nun zunächst die Frage erheben, ob die dodekaedrische Struktur des Meteoreisens von Carthage, die hier nachzuweisen versucht wurde, auch auf die Orientierung des Schreibersits zurückzuführen ist, oder ob der Kamazit selbständig sich in dieser Anordnung ausgebildet hat.

Möglicherweise könnte auch gerade nur in den vorliegenden Stücken des Eisens das Dodekaeder herrschen, während in anderen Partien Oktaedrit-Struktur vorhanden wäre.

---

[1] A. Březina, Über dodekaedrische Lamellen in Oktaedriten. Sitz.-Ber. d. K. Akad. d. Wissensch. in Wien, **113**. 1904. I. p. 577—583.

[2] Über diese Vorkommnisse vergl. E. Cohen, Meteoritenkunde III, p. 258; 286; 262; 387. 1905.

Zusammenfassung.

Das Meteoreisen von Carthage (Tennessee) wurde bisher als Oktaedrit mit mittleren Lamellen registriert. Die im Kgl. Mineralog. Museum zu Dresden befindlichen Stücke dieses Eisens zeigen aber auf den Schnittflächen Systeme von Lamellenspuren, die sich mit Oktaedrit-Struktur nicht vereinigen lassen. Die Versuche, die zu anderer Deutung der Struktur gemacht wurden, ergaben, daß sich die Beobachtungen am besten mit der Annahme erklären lassen, daß die Anordnung der Lamellen parallel zwei Zonen des Rhombendodekaeders ist.

Im Hinblick auf andere Vorkommnisse von dodekaedrischen Lamellen (vergl. p. 24) wird die Frage zu erheben sein, ob und in welcher Weise der Schreibersit am Aufbau des Meteoreisens von Carthage beteiligt ist.

Nachtrag zur Notiz über einen anorthositischen Gneis von Norwegen.

Von **J. Koenigsberger** in Freiburg in Br.

In der Fundortsbezeichnung des anorthositischen Gneises (Centralbl. 1912. No. 19) ist infolge einer Schliffverwechslung ein Irrtum unterlaufen. Der Gneis ist am Harjangenfjord bei Narvik und nicht am Eidsfjord, Seitenarm des Hardangerfjord, gefunden. Der Gneis bei Eidsfjord entspricht einem granitisch-syenitischen Magma mit Biotit, überwiegendem Mikrolin, etwas Quarz und sehr wenig Oligoklas; er steht also nicht im direkten Gegensatz zu dem Granit von Fossli. Die Adern des anorthositischen Injektionsgneises am Harjangenfjord bei Narvik bestehen dagegen aus Biotit, etwas Muscovit, beide idiomorph, und weit überwiegend aus Andesin-Plagioklas, nach dem Albitgesetz verzwillingt. Quarz und Kalifeldspat scheinen völlig zu fehlen. Das von diesen Adern injizierte Gestein besteht aus nichtverzwillingtem Oligoklas-Andesin, Quarz, Biotit, Hornblende und Erzen und selten etwas Orthoklas.

Berichtigung.

Von **Max Bauer** in Marburg.

Herr Walter Boese in Berlin hat in seiner Arbeit: Petrographische Untersuchungen an jungvulkanischen Ergußgesteinen von São Thomé und Fernando Poo[1] die basaltischen Gesteine von Fernando Poo mit denen in Niederhessen verglichen. Er schreibt auf Grund meiner vorläufigen Berichte in den Sitzungs-

[1] W. Boese, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXIV. 1912. p. 317.

berichten der Berliner Akademie. 41. 1900 2 resp. 1024 und 44. 1903. p. 1 resp. 992. „Was den mineralogischen Aufbau anbelangt, so sind die hessischen Feldspatbasalte am häufigsten „ganz normal aus Plagioklas, Augit und Magneteisenerz zusammengesetzt, meist in der gewöhnlichen Weise Olivin in größeren oder geringeren Mengen enthaltend, zuweilen auch ohne diesen in allen möglichen Übergängen" (l. c. 1900), im Jahre 1903 berichtet M. Bauer jedoch, „daß olivinfreie Basalte noch nicht nachgewiesen seien".

Danach könnte es scheinen, als ob zwischen meinen beiden Mitteilungen ein Widerspruch bestände. Dies ist jedoch nicht der Fall. Wie aus deren p. 2 zu ersehen ist, bezieht sich die erste Mitteilung von 1900 auf das ganze Gebiet zwischen Schwalm und Fulda bis etwa auf die Höhe von Ziegenhain als südliche Grenze. In diesem Gebiet sind einige wenige olivinfreie Basalte gefunden worden. Die zweite Mitteiluug von 1903 behandelt nur das weit beschränktere Gebiet ringsum die Stadt Homberg a. Efze (p. 1, resp. 992). In diesem engeren Umkreis war damals kein olivinfreier Basalt bekannt und dasselbe gilt meines Wissens auch heute noch.

Berichtigung über die korundhaltigen Hornfelse der Kontaktzone des Mt. Tibidabo bei Barcelona.

Von **W. Maier** in Tuttlingen.

In meiner Inaug.-Diss. „Die Kontaktzone des Mt. Tibidabo bei Barcelona" beschrieb ich am Schlusse des über die Hornfelse handelnden Abschnittes Quarzbiotitmuscovithornfelse als Gesteine von mattem, blauschwarzem Aussehen, die sehr zähe und dicht sind und von den sonst herrschenden Cordierithornfelsen abweichen. Besonders interessant erwiesen sie sich durch reichlichen Gehalt an Turmalin und Korund.

Herr V. M. Goldschmidt in Kristiania hatte nun die Freundlichkeit, mich auf die Unwahrscheinlichkeit der Paragenesis Quarz—Korund aufmerksam zu machen. Wiederholte konoskopische Prüfung der als Quarz angesprochenen Körner, die allerdings durch deren geringe Größe sehr erschwert wird, ließ erkennen, daß die überwiegende Mehrzahl der Körner, von denen einzelne Zwillingslamellen zeigen, optisch zweiachsig und positiv ist. Manche der Körner erwiesen sich aber als optisch negativ und besaßen kleinen Achsenwinkel. Die Prüfung wurde sowohl durch Herrn Goldschmidt als durch mich vorgenommen. Quarz kann soweit nicht vorliegen, sondern die Mehrzahl der Körner ist Albit und der Rest wohl Cordierit. An Stelle der Bezeichnung Quarzbiotitmuscovithornfels muß also albitführender Hornfels treten. Als solcher nimmt er nunmehr keine singuläre Stellung mehr ein, sondern ist mit den im Anhang beschriebenen albitführenden

Kalksilikathornfelsen zu vereinigen, zwischen denen (wie beschrieben) linsenförmig eingesprengt nahezu reine Albitgesteine, aber auch solche gefunden wurden, die außer Biotit u. Lithionglimmerblättchen reichlich Titanit, Korund und Kassiterit führen.

Berichtigung.

Von **Max Semper** in Aachen.

In meinem Aufsatz über Artenbildung durch pseudospontane Evolution (dies. Centralbl. 1912. p. 140) streifte ich die Diskussion über Steinmann's geologische Grundlagen der Abstammungslehre und führte dabei (l. c. p. 149, Fußnote) eine Bemerkung Pompeckj's als Beispiel eines mehr hitzigen als treffenden Schlages an. Es dürfte sicherlich niemand, der sich mit Brachiopoden beschäftigt, wirklich und bewußt den Stiel der Brachiopoden „funktionell dem Sipho der Zweischaler gleichstellen" wollen, sondern wenn etwas Derartiges sich als Meinung eines Autors zu ergeben scheint, so kann das nur Folge einer gewissen Hastigkeit der Ausdrucksweise sein. Inzwischen hat Herr Pompeckj mich freundschaftlich darauf aufmerksam gemacht, daß nicht er, sondern daß Herr Steinmann sich dieser Mißdeutbarkeit ausgesetzt hat. Leider hatte ich bei der Niederschrift meines Aufsatzes unterlassen, die betr. Stelle (Geologische Grundlagen etc. p. 184) nochmals aufzuschlagen und muß jetzt gestehen, dass ich aus dem Wortlaut dort auch nichts anderes heraus lesen kann, als was Pompeckj herausgelesen hat. Hoffentlich wird eine zweite Auflage der „Grundlagen" über die wirkliche Meinung aufklären.

Herrn Ew. Wüst verdanke ich die Kenntnis eines Aufsatzes von L. Döderlein (Phylogenetische Betrachtungen. Biolog. Centralbl. VII. 1888. p. 395 ff.). Danach führt die Betrachtung von Entwicklungsreihen bei fossilen Säugern zur Annahme einer erblich werdenden und dann im Weiterverlauf das Maximum der Nützlichkeit überschreitenden Entwicklungstendenz, also zu einer Theorie, die ich als die der psendospontanen Evolution zu bezeichnen vorschlug. Wenn demgemäß eine andere Fußnote meines Aufsatzes (l. c. p. 142), die freilich nichts als ein Hinweis auf das Vorhandensein älterer, inhaltlich identischer Theorien sein sollte und nicht im entferntesten auf Vollständigkeit abzielte, nun um den Namen Döderlein's und dann auch Eimer's erweitert werden muß, so erfährt sie dadurch keine Veränderung des Inhalts, denn die Ausdrücke „Zweckmäßigkeit" oder „Nützlichkeit" sowie „Tendenz" zu einer bestimmt gerichteten Entwicklung sind entschieden stark teleologisch belastet und deshalb wohl besser zu vermeiden. Indessen bedaure ich, von diesem Aufsatz nicht früher erfahren zu haben, wie mir überhaupt zoologische Literatur hier

fast nur durch Zufall bekannt wird; es wäre vielleicht nicht zwecklos gewesen, den Einfluß zu analysieren, den die Beschaffenheit des fossilen Forschungsmaterials (Säugetiere — Brachiopoden) auf die Auffassung der Tatsachen und auf die Begriffsbildung ausübt.

Neue Instrumente und Beobachtungsmethoden.

Demonstrationsmodell für sogen. einfache Schiebungen.

Von **E. A. Wülfing** in Heidelberg.

Mit 6 Textfiguren.

In dies. Centralbl. 1912 p. 417 beschreibt O. Mügge zwei Modelle zur Demonstration einfacher Schiebungen, die vor allem eine konkrete Vorstellung von den Elementen dieser Deformation geben und sie eindeutiger und schneller verständlich zu erklären vermögen, als es mit bloßen Worten in Kürze geschehen könnte. Es läßt sich an diesen Modellen zeigen, was man unter erster und zweiter Kreisschnittebene, was man unter Gleitungsachse oder Schiebungsrichtung, und vor allem, was man unter reziproken Schiebungen zu verstehen hat. Auch läßt sich demonstrieren, auf welche Weise sich bei der sogen. einfachen Schiebung ein Kreis rein äußerlich in eine Ellipse umwandelt.

Wenn nun auch das Modell in seinen Endzuständen vor und nach der Umwandlung in der Tat für das schnelle Begreifen der Schiebungselemente, besonders im triklinen System, wofür es ja gebaut ist, Vorteile bietet, so kann dieser pädagogische Wert vielleicht nicht in demselben Maße betont werden in bezug auf die Art und Weise, wie diese Endzustände erreicht werden, nämlich durch gesetzmäßiges Übereinanderhingleiten von Tafeln. Wir wissen allerdings nichts darüber, wie sich der innerliche Vorgang der homogenen Deformation abspielt, können aber doch behaupten, daß er nur nach den äußeren Umrissen zu einem Gebilde führt, wie es in dem Mügge'schen Modell nach Verschiebung der Holzlamellen zustande kommt. Denn diese verschobenen Lamellen sind mit dem in seiner ursprünglichen Lage gebliebenen Holzklotz immer noch von derselben kristallographischen Orientierung; es ist eine treppenförmige Wachstumsform entstanden, aber keine Zwillingsbildung eingetreten. Diese wird nur dadurch rein äußerlich erreicht, daß die Gleitung bis zu einer bestimmten Grenze gegangen ist, nicht früher aufgehört hat und nicht weiter ging.

Schon die dem innerlichen Prozeß durchaus nicht gerecht werdenden alten Bezeichnungen wie „Schiebung“ oder „einfache Schiebung“ oder „Gleitung“ mögen genug Verwechslung hervorgerufen haben. Ein Modell aber, welches tatsächlich eine Gleitung

im gewöhnlichen Wortsinn benutzt, kann gar leicht irrtümliche Vorstellungen weiter verbreiten oder befestigen und ist daher, vom pädagogischen Standpunkt aus betrachtet, einer Ergänzung zugänglich. In der Tat handelt es sich bei dem, was man bei Kristallen als Gleitung zu bezeichnen pflegt, nirgends um das, was man sonst im Leben eine Gleitung nennt. Niemals sehen wir an den sogen. Gleitflächen der Kristalle, daß sich Materie an Materie gleitend vorbeibewegt, wie der Schlitten auf dem Eise gleitet, oder wie sich der Kolben der Dampfmaschine an der Zylinderwand fortschiebt. Anders ist es bei den von der Zwillingsfläche etwas weiter entfernt liegenden Teilen; diese erfahren allerdings gegen den in Ruhe gebliebenen Kristall eine Fortschiebung. Keineswegs aber geschieht dies dadurch, daß benachbarte Kristallbausteine aneinander vorbeigleiten. Dieses Fehlen jeglicher Gleitung bei den sogen. Gleitflächen der Kristalle auch bei einem Modell zu betonen, scheint mir, wie gesagt, pädagogisch nicht unwichtig, da sonst gar leicht eine Verwechslung zwischen Translation und „Gleitung" angebahnt wird, wie sie infolge der unglücklichen Bezeichnung oft genug schon vorgekommen sein mag. Auch die Umwandlung ein und desselben Kreises in verschiedene Ellipsen, wie sie an den Mügge'schen Modellen möglich ist, könnte zu Verwechslungen Veranlassung geben.

Derartige Bedenken haben mich beschäftigt und zur Konstruktion eines Modells geführt, das als Ergänzung der Mügge-schen Modelle betrachtet werden mag.

Zunächst wurde dabei an eine Deformation der Kristallbausteine selbst gedacht. Es wurde also bei Kalkspat der Prozeß in der Ebene der Schiebung durch Bausteine von parallelogrammatischem Querschnitt (Winkel $= 109°8'$, Kantenlänge 30 : 37,8) dargestellt, die sich mit Hilfe von passenden Gelenken in den Ecken der Parallelogramme deformieren lassen, wie das in Fig. 1 a bis 1 e schematisch angedeutet ist. Man müßte aber dann annehmen, daß der Baustein des Kalkspats oder sein Raumgitter — oder wie man den letzten integrierenden Bestandteil eines Kristalls nennen will — während der Zeit der Deformation folgende kristallographische Wandlungen erlebt: Aus seiner rhomboedrischen Symmetrie würde der kohlensaure Kalk in monokline, darauf in rhombische, dann abermals in monokline und schließlich wieder in rhomboedrische Symmetrie übergehen. Er wäre also während der kurzen Zeit der Deformation in jeder Schicht zwar immer noch kohlensaurer Kalk, aber kein Kalkspat geblieben, sondern müßte vorübergehend monokliner und auch rhombischer kohlensaurer Kalk gewesen sein. Diese Vorstellung ist sicherlich nicht als einfach zu bezeichnen, ganz abgesehen davon, daß dahingestellt bleiben möge, ob sie den Tatsachen entsprechen kann.

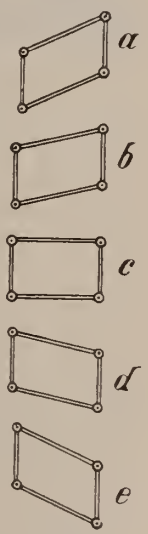


Fig. 1.

Solange wir über die inneren Vorgänge der Umwandlung nichts Näheres zu sagen wissen, werden wir wohl gut tun, die Eigenschaften der Bausteine des kohlensauren Kalks auch während der kurzen Zeit der Deformation genau so wie vorher und nachher anzunehmen und in der Lagerung dieser Bausteine gegeneinander das bestimmende Moment bei der Neubildung zu suchen. Bei dieser Überlegung kann man an die alte Vorstellung von der Hemitropie anknüpfen und die üblichen Modelle zur Demonstration der Zwillingsbildung in eine große Zahl von Einzelhemitropien zerlegen. Ich lasse also von dem nachfolgend beschriebenen Modell[1] die Zwillingsbildung nicht an der starren Einheit einer ganzen Schicht eintreten, sondern nehme sie an den einzelnen Kristallbausteinen mittelst Drehung um 180° vor und erreiche damit die Verdeutlichung einer Schiebung der von der „Gleitfläche" weiter abstehenden Teile, ohne daß irgendwo zwischen den benachbarten Bausteinen etwas von Schiebung oder Gleitung eingetreten wäre.

Das in den Figuren 2 bis 6 in der Ebene der Schiebung abgebildete Modell enthält 4 × 4 Täfelchen, die im folgenden als Kristallbausteine bezeichnet werden mögen. Ihre Umrisse entsprechen dem symmetrischen Querschnitt eines Kalkspat-Grundrhomboeders, also dem Querschnitt, der bei einem regelmäßig gewachsenen Rhomboeder durch eine Polkante und die kurze Diagonale der gegenüberliegenden Rhomboederfläche geht. Die Richtung dieser Polkante, also auch die Fläche des nächststumpferen Rhomboeders, liegt im Modell vertikal, und die Richtung der kurzen Diagonale steigt bei Fig. 2 nach rechts an, zeigt sich bei den Figuren 3, 4 und 6 geknickt und fällt bei Fig. 5 nach rechts ab. Die Bausteine sind mit ihren rechten und linken Nachbarn durch leicht drehbare Achsen verbunden. Diese Achsen stehen senkrecht auf der sogen. Gleitfläche, also bei Kalkspat senkrecht auf der Rhomboederfläche $(01\bar{1}2)$. Jeder Baustein kann sich in keiner Weise, um dies noch einmal zu betonen, gegen seine Nachbarn rechts und links verschieben oder gleitend fortbewegen, er kann sich einzig und allein um die angegebenen Achsen drehen. Die Vorstellung von der vermeintlichen leichten Gleitung nach $(01\bar{1}2)$ ist also hier durch die Vorstellung von der leichten Drehbarkeit um 180° um die Senkrechte auf $(01\bar{1}2)$ ersetzt worden. Ob damit der wahre innere Vorgang dargestellt ist, bleibt außerhalb der Diskussion. Es bleibt hierbei auch unerklärt, warum diese Drehung nur um 180° erfolgt und nicht in einer Zwischenlage stehen bleibt. Jedenfalls zeigt sich kein Widerspruch in der Orientierung der Teile vor und nach der Verschiebung mit den in Wirklichkeit beobachteten homogenen Deformationen.

[1] Das Modell wurde auf der Naturforscherversammlung in Münster im September d. J. der Abteilung für Mineralogie etc. vorgeführt.

In dem Modell, das den Querschnitt durch nur eine Schicht von Bausteinen darstellt, liegen alle Drehachsen in einer einzigen vertikalen, aber in lauter verschiedenen horizontalen Ebenen, und zwar liegen bei Fig. 2 die rechten Drehachsen immer höher, bei Fig. 5 immer niedriger als die linken.

Zunächst wird durch zwei vertikale Glasplatten, die in dem galgenförmigen Rahmen stecken und deren innen abgeschrägte

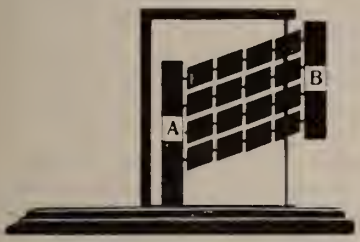


Fig 2.

Fig. 3.

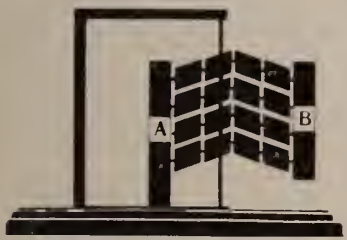


Fig. 4.

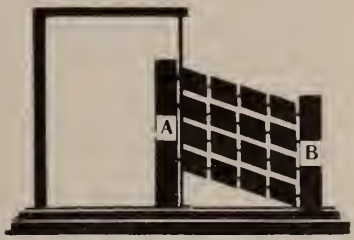


Fig. 5.

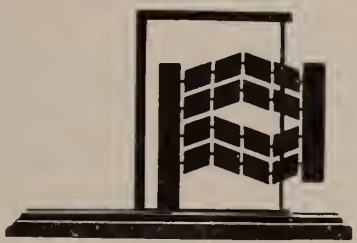


Fig. 6.

Enden an der Linie rechts zu erkennen sind, alles in fester Lage gehalten. Nach ihrem Zurückziehen nach links um eine Bausteinkolonne können die Drehachsen der rechten Bausteine in Tätigkeit treten und die erste Vertikalreihe zum Umklappen bringen (vergl. Fig. 3 mit Fig. 2). Dadurch ist die Zwillingsbildung eingetreten; eine Verschiebung irgendwelcher Teile innerhalb der 4×4 Bausteine hat aber bis jetzt nicht stattgefunden. Erst wenn nach dem weiteren Zurückziehen der haltenden Glas-

platten die zweite Vertikalreihe umklappt (Fig. 4), findet für die erste schon umgeklappte Vertikalreihe eine Abwärtsbewegung in Gestalt einer Parallelverschiebung statt. Das Maß dieser Verschiebung ist bekanntlich ein ganz bestimmtes und erfolgt proportional dem Abstand von der Zwillingsebene, ist also um so größer, je weiter die umgeklappten Bausteine nach links fortschreiten (vergl. Fig. 2 mit Fig. 5).

Diese Parallelverschiebung der weiter voneinander abstehenden Kristallteile ist sicherlich Veranlassung gewesen, bei dieser Umwandlung überhaupt von einer Schiebung oder gar von einer Gleitung zu reden. Daß es sich im Grunde aber doch um etwas ganz anderes handelt, dazu soll das Modell eine leicht faßbare Vorstellung geben.

Schließlich kann man auch an dem Modell die Art der Entstehung von Hohlräumen (den Rose'schen Kanälen) demonstrieren. Man muß nur das Umklappen der Bausteinreihe nicht gleichmäßig ausführen, sondern manche Bausteine bei dem Akt der Hemitropie überspringen, wie das in Fig. 6 zu erkennen ist. Besonders bequem lassen sich derartige Stellungen erreichen, wenn man nach Entfernung der Glasscheiben das ganze Modell horizontal auf einen Tisch legt und dazu die Fußplatte über den Tisch hinausragen läßt, ein Verfahren, das zur Demonstration der Zwillingsstellungen vor einem kleineren Zuhörerkreise auch ganz zweckmäßig ist. Um aus der Stellung der Fig. 2 in die der Fig. 4 überzugehen, schiebt man die beiden rechten Bausteinreihen über den Rand des Tisches hinaus, bewegt den rechten mit B bezeichneten Balken, leicht nach oben oder unten drehend, zur Seite und erreicht so die Stellung der Fig. 4. Darauf klappt man von der zweiten und dritten Vertikalreihe die untere Hälfte nach unten, während man die obere Hälfte stehen läßt. Auf diese Weise bildet sich eine symmetrisch gelegene Öffnung, die sich mehrfach verändern und wie in Fig. 6 auch unsymmetrisch gestalten läßt.

Das Modell hat eine Höhe von 30 cm und steht auf einer Grundplatte von 45 cm Länge und 10 cm Breite. Die Firma Dr. F. Krantz in Bonn hat die Herstellung übernommen.

Heidelberg, den 22. Oktober 1912.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ueber die Grössenordnung der Gravitations-Anisotropie in Kristallen.

Von **O. Mügge** in Göttingen.

Mit 1 Textfigur.

Mackenzie[1] hat 1894 die Frage aufgeworfen, ob die Anziehung, welche ein Kristall (Kalkspat) auf eine andere Substanz ausübt, von der Lage der letzteren zu seiner optischen Achse abhängt, so daß er in der einen Richtung so wirken würde, als wäre er von größerer Masse als in der andern. Es würde sich das durch eine Abweichung vom Newton'schen Gesetz bemerklich machen, indem eine Kugel aus anisotroper Substanz nicht mehr so anziehen würde, als wäre ihre Masse in ihrem Mittelpunkte konzentriert. Daraufhin unternommene Versuche ergaben zwar, daß die Anziehung von Kalkspatkristallen auf Blei und andere Kalkspäte unabhängig von der Orientierung der Achse des Kalkspates war, indessen gestatteten die Versuche nur Abweichungen von mehr als $\frac{1}{2}$ % der Gesamtanziehung zu erkennen.

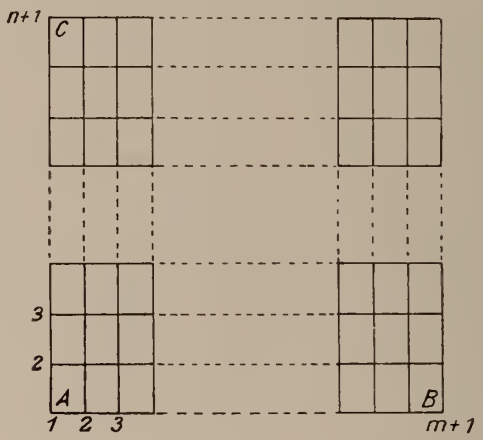
Genauere Versuche haben darüber später J. H. Poynting und P. L. Gray[2] angestellt. Sie beruhen auf der Erwägung, daß, wenn eine Anisotropie im Schwerefelde bei Kristallen existiert, zwei kristalline Massen eine richtende Wirkung aufeinander ausüben müssen und daß man eine solche in der Tatsache finden könnte, daß Kristalle beim Wachsen Teilchen aus ihrer Mutterlauge in orientierter Stellung auf sich niederschlagen. Durch Versuche konnten indessen auch sie eine Anisotropie nicht nachweisen; es ergab sich vielmehr, daß die Anziehungen zwischen zwei Quarzkugeln bei paralleler und gekreuzter Lage ihrer Hauptachsen nicht mehr als 1 : 16500 voneinander abweichen können. Die folgenden Bemerkungen sollen zeigen, daß eine Anisotropie der Schwere zwar zu erwarten, ihre Größenordnung aber eine ganz außerordentlich kleine ist.

Fig. 1 soll einen Querschnitt durch einen Kristall von quadratischem Umriß vorstellen, in welchem die kleinsten Teilchen —

[1] Mackenzie, John Hopkins Univ. Circulars. **13**. p. 76. 1894. (N. Jahrb. f. Min. etc. 1901. I. -380-.)

[2] J. H. Poynting und P. L. Gray, Phil. Trans. Roy. Soc. London. A. **192**. p. 245. 1899. (N. Jahrb. f. Min. etc. l. c.)

der Kürze halber im folgenden Molekeln genannt —, netzförmig parallel den Seiten des Quadrats angeordnet sind; der Querschnitt liege in einem Erdradius und A B sei dem Schwerpunkt der Erde zugewandt. Senkrecht zur Zeichnungsebene mögen der in der Figur angedeuteten gleichartige Gitterebenen in gleichen Abständen aufeinander folgen, wir betrachten aber nur eine dieser Ebenen, welche also der Dicke von nur einer Molekelschicht entsprechen soll. Der Querschnitt Fig. 1 betrage 1 cm^2, auf seiner Seite A B mögen sich $m + 1$ Molekeln befinden, auf der Seite A C (in der Richtung des Erdradius) dagegen $(n + 1)$ Molekeln. Wir wählen als Längeneinheit $\frac{1}{m \cdot n}$ cm, dann befinden sich also die Teilchen auf A B in einem Abstande von n Einheiten, die auf A C im Ab-



stande von m Einheiten, die Länge des Erdradius, oder genauer der Abstand zwischen der mittleren Molekel der Reihe A B und dem Schwerpunkt der Erde (gemessen in unserer sehr kleinen Einheit) betrage r.

Setzen wir das Produkt aus der Masse einer Molekel und der Masse der Erde gleich 1, so ist die Anziehung für die mittlere Molekel der Reihe A B proportional $\frac{1}{r^2}$, für die anderen Molekel der Reihe A B ist ihr Abstand vom Schwerpunkt der Erde um einen kleinen Betrag größer als r, dieser ist aber verschwindend klein, auch gegenüber dem Abstand zweier benachbarter Molekelreihen parallel A B. Die Gesamtanziehung zwischen allen Molekeln der Reihe A B einerseits und der im Schwerpunkt der Erde vereinigt gedachten Masse der Erde anderseits beträgt daher $(m + 1) \cdot \frac{1}{r^2}$.

Für alle Molekeln der nächsten A B parallelen Reihe beträgt

dagegen die Anziehung $(m+1)\frac{1}{(r+m)^2}$, für die dritte Reihe ebenso $(m+1)\frac{1}{(r+2m)^2}$ usw. bis $(m+1)\frac{1}{(r+n.m)^2}$.

Die Summe der Anziehungen für sämtliche Molekeln der Lamelle in der Stellung, wo sich der Schwerpunkt der Erde auf der in der Mitte von AB errichteten Normalen befindet, wollen wir Σm nennen, sie beträgt demnach:

$$\Sigma m = (m+1)\left[\frac{1}{r^2}+\frac{1}{(r+m)^2}+\frac{1}{(r+2m)^2}+\cdots\frac{1}{(r+n.m)^2}\right].$$

Kehrt man die Seite AC der kristallinen Lamelle dem Schwerpunkt der Erde zu, indem man die Lamelle um ihren geometrischen Mittelpunkt um 90^0 in der Ebene der Zeichnung dreht, so beträgt die Anziehung für die Molekeln der ersten Reihe $(n+1)\frac{1}{r^2}$, für die zweite Reihe $(n+1)\frac{1}{(r+n)^2}$ usf., für die letzte Reihe $(n+1)\frac{1}{(r+m.n)^2}$. Die Gesamtanziehung in der Richtung senkrecht AC, welche wir Σn nennen wollen, ist also:

$$\Sigma n = (n+1)\left[\frac{1}{r^2}+\frac{1}{(r+n)^2}+\frac{1}{(r+2n)^2}+\cdots\frac{1}{(r+m.n)^2}\right].$$

Machen wir nun die Annahme, daß $m = 10^8$ ist, was ungefähr den Dimensionen der Molekel entspricht, daß dagegen der Abstand der Molekeln in der Richtung AC zehnmal so groß sei (in den meisten Fällen ist vermutlich der Unterschied der Abstände erheblich geringer!), also $n = 10^7$, so wird r, der Radius der Erde, der in Zentimetern von der Größenordnung 10^8 ist, in unserer Einheit gleich $10^8 \times 10^7 \times 10^8 = 10^{23}$ zu setzen sein. Es liegen also für Σm und Σn zwei, praktisch genommen, unendliche Reihen vor, über welche ich meinem verehrten Kollegen C. Runge folgende Mitteilungen hinsichtlich ihrer oberen und unteren Grenzwerte verdanke:

„Es ist:

$$\frac{1}{r}-\frac{1}{r+m}=\frac{m}{r(r+m)}<\frac{m}{r^2}<\frac{m}{r^2-\left(\frac{m}{2}\right)^2}=\frac{1}{r-\frac{m}{2}}=\frac{1}{r+\frac{m}{2}}$$

ebenso:

$$\frac{1}{r+m}-\frac{1}{r+2m}=\frac{m}{(r+m)(r+2m)}<\frac{m}{(r+m)^2}<\frac{m}{(r+m)^2-\left(\frac{m}{2}\right)^2}$$

$$=\frac{1}{r+\frac{m}{2}}-\frac{1}{r+\frac{3m}{2}}$$

ebenso:

$$\frac{1}{r+2m}-\frac{1}{r+3m}=\frac{m}{(r+2m)(r+3m)}$$

$$<\frac{m}{(r+2m)^2}<\frac{m}{(r+2m)^2-\left(\frac{m}{2}\right)^2}=\frac{1}{r+\frac{3m}{2}}-\frac{1}{r+\frac{5m}{2}}$$

usw..

folglich, wenn man summiert:

$$\frac{1}{r}-\frac{1}{r+(n+1)m}<m\left[\frac{1}{r^2}+\frac{1}{(r+m)^2}+\frac{1}{(r+2m)^2}+\cdots\frac{1}{(r+n.m)^2}\right]$$

$$<\frac{1}{r-\frac{m}{2}}-\frac{1}{r+(n+\frac{1}{2})m}$$

oder nach Multiplikation mit $\frac{m+1}{m}$

$$\frac{\frac{n+1}{r}\cdot\frac{m+1}{r}}{1+m\frac{n+1}{r}}<(m+1)\left[\frac{1}{r^2}+\frac{1}{(r+m)^2}+\frac{1}{(r+2m)^2}+\cdots\frac{1}{(r+n.m)^2}\right]$$

$$<\frac{\frac{n+1}{r}\cdot\frac{m+1}{r}}{\left(1-\frac{m}{2r}\right)\left(1+\frac{2n+1}{2r}m\right)}.$$

Durch Vertauschung von m und n erhält man ebenso Σn.

Nach Umformung der oberen und unteren Grenzwerte in

$$\frac{(m+1)(n+1)}{r^2+r.m.n+r.m}<\Sigma m<\frac{(m+1)(n+1)}{r^2+r.m.n-\frac{2n+1}{4}m^2} \qquad \text{I}$$

und

$$\frac{(m+1)(n+1)}{r^2+r.m.n+r.n}<\Sigma n<\frac{(m+1)(n+1)}{r^2+r.m.n-\frac{2m+1}{4}n^2} \qquad \text{II}$$

erkennt man, daß die unteren Grenzwerte, wir nennen sie Σmu und Σnu, von Σm und Σn sich nur unterscheiden durch den letzten Summanden des Nenners. Ist, wie in Fig. 1 angedeutet, $m > n$, so gilt ersichtlich

$$\Sigma mu < \Sigma nu.$$

Die oberen Grenzwerte, Σmo und Σno, unterscheiden sich ebenfalls nur durch den letzten Summanden des Nenners. Die Differenz dieser beiden Summanden ist:

$$\frac{2n+1}{4}m^2-\frac{2m+1}{4}.n^2,$$

ihr Vorzeichen ist identisch mit dem von

$$2n.m^2+m^2-2m.n^2-n^2=(m-n)(2m.n+m+n).$$

Ist also $m > n$, so ist $\frac{2n+1}{4}m^2>\frac{2m+1}{4}.n^2$ und für die oberen Grenzen gilt

$$\Sigma mo > \Sigma no.$$

Die Grenzen von Σn liegen also zwischen denen von Σm und die größtmögliche Anisotropie der Gravitation liegt also zwischen den beiden Werten

$$\Sigma m o : \Sigma n u > 1 \text{ und } \Sigma m u : \Sigma n o < 1.$$

Durch Einsetzen der Werte aus I und II erhält man hierfür

$$\frac{\Sigma m o}{\Sigma n u} = \frac{r^2 + r.m.n + r.n}{r^2 + r.m.n - \frac{2n+1}{4} m^2} = \frac{r^2 + r.m.n + r.n}{r^2 + r.m.n - \frac{n.m^2}{2} - \frac{m^2}{4}}$$

Da r sehr groß ist gegenüber m und n, kann man in erster Annäherung $\frac{m^2}{4}$ vernachlässigen, und erhält so:

$$\frac{\Sigma m o}{\Sigma n u} = \frac{r^2 + r.m.n + r.n}{r^2 + r.m.n - \frac{n.m^2}{2}}$$

Setzt man hierin $r = 10^{23}$, $m = 10^8$, $n = 10^7$, so entsteht:

$$\frac{\Sigma m o}{\Sigma n u} = \frac{10^{23} + 10^{15} + 10^7}{10^{23} + 10^{15} - 0{,}5}$$

oder, wenn man jetzt auch 0,5 vernachlässigt:

$$\frac{\Sigma m o}{\Sigma n u} = \frac{10^{16} + 10^8 + 1}{10^{16} - 10^8}$$

Analog entsteht

$$\frac{\Sigma m u}{\Sigma n o} = \frac{10^{15} + 10^7}{10^{15} + 10^7 + 1}$$

Die Anziehung in beiden Richtungen stimmt also bis auf mindestens eine Einheit der 15. Dezimale überein, so daß einstweilen keine Hoffnung besteht, die Differenz nachzuweisen. Das Verhältnis kann sich möglicherweise der Einheit noch viel stärker nähern, da ja die beiden Grenzwerte von Σn zwischen denen von Σm liegen; absolute Gleichheit tritt ein, wenn m und n beide unendlich werden, eine Anisotropie ist aber zu erwarten, wenn die Kristalle tatsächlich aus diskreten Teilchen aufgebaut sind. Wenn $m = n < \infty$ ist, werden zwar die Anziehungen in der Richtung der Normalen von AB und AC einander gleich, nicht aber in den zwischenliegenden Richtungen, auch nicht bei regulären Kristallen. Die Anziehung wird hier z. B. in der Richtung einer Würfelkante etwas verschieden sein von der in der Richtung der Würfelflächendiagonalen, indessen müßte die Anisotropie noch erheblich geringer ausfallen als in dem berechneten Beispiel, da hier $m : n = \sqrt{2}$ ist. Ähnliches gilt für Anziehungsrichtungen in der Basis hexagonaler, tetragonaler und trigonaler Kristalle.

Mit der Geringfügigkeit der Gravitations-Anisotropie mag es zusammenhängen, daß eine Abhängigkeit der kristallographischen

Orientierung aufgewachsener Kristalle von der Schwere niemals beobachtet ist[1].

Eine Verschiedenheit der Anziehung in Richtung und Gegenrichtung ist nicht zu erwarten, solange die Molekeln als Kugeln angesehen werden dürfen; nimmt man aber die Molekeln selbst als azentrisch an, so wird allerdings eine solche auftreten können, aber ihre Größenordnung müßte noch kleiner sein, als vorhin abgeleitet[2].

Man kann fragen, ob nicht in dem Falle, daß auch r sehr klein, aber immerhin noch groß gegenüber m und n ist, also bei der Anziehung kleiner Kugeln von isotropem oder quasiisotropem Material auf „Kristallkeime" von molekularen Dimensionen eine stärkere Bevorzugung gewisser Richtungen der Keime hinsichtlich der Anziehung eintreten kann. (Solche Verhältnisse wären z. B. denkbar bei der Verdichtung meteorischer Staubmassen, die sich in großer Entfernung von anderen Himmelskörpern befinden und also ihrer Anziehung entzogen sind, aber in die Nähe gröberer Staubteilchen geraten.) Setzt man dementsprechend z. B.

$$r = 10^5,\ m = 10,\ n = 3,$$

(dann ist also die Kantenlänge des quadratischen Blättchens gleich $10 \times 3 \times 10^{-8}$ cm $= 3 \times 10^{-7}$ cm und seine Entfernung vom Schwerpunkt des anziehenden gröberen Staubteilchens $r = 10^{-3}$ cm $= 0{,}01$ mm), so lassen sich jetzt nicht nur Grenzwerte von Σm und Σn, sondern letztere selbst noch berechnen. Aber man findet auch jetzt noch keine Abweichung zwischen beiden, welche über 1 : 5 Millionen hinausginge und erst für $m = 10$, $n = 3$ und $r = 1000$ weicht das Verhältnis beider um 1 : 10000 von der Einheit ab. Dann ist aber die Entfernung des feineren Stäubchens vom Schwerpunkt des größeren schon submikroskopisch, nämlich

[1] Eine merkliche Einwirkung der Schwere auf die Winkel der Kristalle durch ungleiche Anziehung der unteren und oberen Molekelschichten scheint nach Obigem auch ausgeschlossen, nicht aber eine Deformation durch das Gewicht des Kristalls selbst. Eine solche ist sogar von Brezina (Sitzungsber. Wien. Akad. 64. p. 297. 1871) behauptet und Brauns (N. Jahrb. f. Min. etc. 1887. I. p. 145) hat dies durch Messungen an regulären Oktaedern von Bleinitrat zu erhärten gesucht. Indessen könnten die beobachteten Abweichungen von den theoretischen Winkelwerten auf der Beeinflussung der Lage von Vizinalflächen durch die (von der Schwere abhängigen) Strömungen der Mutterlauge beruhen. Entscheidende Messungen müßten nicht an gewachsenen, sondern an Spalt- oder andern, nur von der Struktur abhängigen Flächen angestellt werden.

[2] Zwar ist festgestellt, daß manche Kristalle mit polaren Achsen das eine Ende derselben hinsichtlich der Aufwachsung bevorzugen, indessen ist dieses Ende keineswegs immer das untere oder obere (d. h. dem Erdmittelpunkt nähere oder fernere); es kann dies vielmehr, wie Johnsen (N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXIII. p. 278. 1907) hervorgehoben, mit der verschiedenen Lösungsgeschwindigkeit in Richtung und Gegenrichtung dieser Achse zusammenhängen.

nur 0,1 μ. Kristalline, raumgitterartige Struktur wird also eine kristallographische Orientierung infolge des Gesetzes der Massenanziehung erst bei nahezu molekularen Abständen und Dimensionen der anziehenden Massen bewirken können.

Man könnte geneigt sein zu schließen, daß bei den eingangs erwähnten Versuchen demnach keine Aussicht sei, eine merkliche Anisotropie zu finden. Indessen sind die vorstehenden Betrachtungen auf jene Versuche nicht ohne weiteres anwendbar. Es liegen bei ihnen wesentlich kompliziertere Verhältnisse vor; einmal weil bei einem Teil der Versuche beide Massen anisotrop waren, zweitens weil die Entfernung ihrer Mittelpunkte nicht groß war gegenüber ihren Dimensionen und also die Voraussetzung nicht mehr zutrifft, daß alle Punkte einer Reihe der ersten Masse, wie AB in Fig. 1 merklich gleich weit vom Mittelpunkt der zweiten entfernt und somit die Anziehungsrichtungen für alle Teilchen auch nicht mehr einander parallel sind.

Ueber Indikatoren zur mechanischen Gesteinsanalyse und spezifischen Gewichts-Bestimmung.

Von **V. Goldschmidt** in Heidelberg.

In diesem Centralbl. 1912. p. 508 publiziert G. Linck ein hübsches und nützliches Kästchen mit

Indikatoren zur Bestimmung des spezifischen Gewichts von Flüssigkeiten,

und bemerkt dazu in der Einleitung:

„Man kommt häufig in die Lage, sich eine Lösung von bekanntem spezifischen Gewicht herzustellen, oder das spezifische Gewicht eines Körpers annähernd bestimmen zu müssen. Da es aber umständlich und zeitraubend ist, dies mit der hydrostatischen Wage auszuführen, so hat man sich vielfach Indikatoren hergestellt, die aber meist zu weite Abstände zwischen den einzelnen Skalenteilen zeigen und meines Wissens nicht in den Handel kamen."

Linck's Indikatoren sind 24 Würfelchen aus Glas in einem Kästchen. Preis bei Krantz in Bonn 20 Mk. Sie haben folgende spezifische Gewichte:

No.	Sp. G.	No.	Sp. G.	No.	Sp. G	No.	Sp. G.	No.	Sp. G.	No.	Sp. G.
1	2,240	5	2,480	9	2,617	13	2,870	17	3,180	21	3,350
2	2,330	6	2,518	10	2,690	14	2,935	18	3,205	22	3,480
3	2,387	7	2,550	11	2,750	15	3,040	19	3,240	23	3,530
4	2,410	8	2,576	12	2,785	16	3,110	20	3,275	24	3,555

Solche Indikatorenkästchen sind sehr nützlich. Wenn irgend einer, so bin ich ihrer Vorzüge bewußt; denn ich selbst habe (1881) die Indikatoren mit diesem Namen und zu dem gleichen Zweck, wie Linck ihn darlegt, in unsere Wissenschaft eingeführt.

1880 übergab ich ein solches Kästchen mit dem Aufdruck:

Indikatoren zur mechanischen Gesteinsanalyse

dem Mineralogischen Institut der Universität Heidelberg, 1883 ein ebensolches der Geologischen Reichsanstalt in Wien. Die beiden dürften sich dort noch vorfinden.

Im Jahre 1893 übernahm der Mechaniker P. Stoë in Heidelberg die Herstellung und den Verkauf solcher Indikatorenkästchen. Sie finden sich in seinem Katalog angezeigt. Seit einigen Jahren führen sie auch Dr. F. Krantz in Bonn und R. Fuess in Berlin in ihrem Katalog.

Der Preis war ursprünglich 16 Mk. Er stieg mit der Anzahl der Indikatoren auf 20 Mk. Von den durch P. Stoë hergestellten Indikatorenkästchen wurden bisher ca. 200 verkauft.

Da diese Tatsachen der Aufmerksamkeit Linck's entgangen sind (wie aus dessen oben zitierter Bemerkung hervorgeht), so darf wohl angenommen werden, daß sie auch anderen unbekannt geblieben sind. Es möge daher gestattet sein, einige diesbezügliche Stellen hier abzudrucken und einige Ergänzungen zuzufügen.

Wir lesen N. Jahrb. f. Min. etc. 1881. Beil.-Bd. I. p. 215:

„Um der Lösung jederzeit ein bestimmtes spezifisches Gewicht geben zu können, bediene ich mich statt der mißlichen Verdünnung mit berechneten Wassermengen der folgenden Methode:

Man stellt eine Reihe von Mineralien her, deren spezifisches Gewicht man genau bestimmt hat und benützt sie zur Einstellung der Lösung auf bestimmte Dichte als Indikatoren. Durch diese markiert man nach einem auf die mikroskopische Untersuchung resp. spezifische Gewichtsbestimmung gegründeten Plan die Grenzpunkte, zwischen denen man die Ausfällung vornehmen will. Hat man z. B. zu trennen: Augit, Hornblende, Oligoklas, Orthoklas, so führt man als Indikatoren ein: Labrador und Albit. Es fällt beim Eintragen in die konzentrierte Lösung sofort der Augit. Beim Verdünnen bis zum Ausfallen des Labrador sinkt alle Hornblende zu Boden. Vor oder mit Albit fällt dann der Oligoklas und nur der Orthoklas bleibt suspendiert. Durch eine größere Zahl von Indikatoren kann man die Grenzen beliebig eng ziehen und die reinen Körner von Zwischenprodukten freier halten."

Verhandl. geol. Reichsanst. Wien. 1883. p. 68:

Die hier zu betrachtenden Indikatoren sind Körner von bestimmtem spezifischem Gewicht, die, in eine schwere Lösung eingelegt, bei deren allmählicher Verdünnung bis zu einem gewissen Punkte eben suspendiert erscheinen und dadurch das augenblickliche spezifische Gewicht der Lösung anzeigen. Sie sind dazu bestimmt, die Grenzen zu markieren, zwischen

denen man die Abscheidung von Gesteinselementen in schweren Lösungen vornehmen will und dürften sich zu diesem Zweck allgemein einführen. Für den Petrographen ist es daher erforderlich, eine Reihe richtig bestimmter Indikatoren zur Hand zu haben, von der er, wie aus einem Gewichtssatz, die Körner entnehmen kann. Jeder kann sich nach Bedarf eine solche Reihe herstellen, doch ist die Beschaffung des Materials, die Ausführung der spezifischen Gewichtsbestimmungen eine zeitraubende Arbeit, zu der sich nicht jeder entschließt, und wäre es daher jedenfalls wünschenswert, wenn man solche Indikatorensätze gleich fertig kaufen könnte.

Um dies einzuleiten, der Sache einmal greifbare Gestalt zu geben und die eventuellen Schwierigkeiten zu beseitigen, habe ich eine Anzahl solcher Indikatorenkästchen selbst hergestellt und dürfte die Mitteilung der Gesichtspunkte von Interesse sein, die bei einer solchen Zusammenstellung maßgebend waren.

Grenzen. Die obere Grenze wurde durch die Maximaldichte der Jodidlösung bestimmt, da mir nur diese zurzeit zu Gebot stand. Wer mit schwereren Lösungen arbeitet, muß die obere Grenze entsprechend hinaufrücken. Als untere Grenze habe ich den Schwefel (2,07) genommen. Darunter sind petrographisch wichtige Mineralien kaum zu finden. Leichter sind der Mellit, einige Opale und Zeolithe, die Kohlen und Harze usw.

Intervalle. Dieselben sollen im allgemeinen ca. 0,05 betragen, jedoch in dem petrographisch wichtigsten Gebiet (2,55—2,75) etwas enger sein (etwa 0,03). Hierin wurde eine Gleichmäßigkeit noch nicht erzielt, da noch nicht genug Mineralien und Fundorte auf ihr spezifisches Gewicht geprüft wurden.

Die Zahl der Indikatoren ergibt sich aus Grenzen und Intervallen. Es wurden vorläufig 20 aufgenommen, jedoch in dem Kästchen noch 5 Räume freigelassen, damit sich jeder nach Bedarf einige zufügen könne.

Material. Es war zunächst die Frage, ob natürliche Indikatoren (Mineralien) oder künstliche zu nehmen seien. Von letzteren kommen namentlich Glasflüsse in Betracht. Diese haben in der Tat manche Vorzüge, namentlich den, daß man ihnen jedes beliebige spezifische Gewicht geben und so gleichmäßige Intervalle herstellen kann. Die glatte Oberfläche, die man durch Guß erzielt, sowie der muschelige Bruch gestatten nicht das Festsetzen von Luftblasen. Sie sind frei von Sprüngen und Poren und homogen. Dem Übelstand, dass man ihren Rang nicht unmittelbar am Aussehen erkennt, könnte man durch verschiedene Farbe und Form begegnen. Auch beabsichtige ich, einmal eine solche Reihe herzustellen, sobald es die Zeit erlaubt.

Nicht homogene künstliche Indikatoren, etwa hergestellt durch mechanische Verbindung eines schweren und eines leichten Materials, möchte ich nicht empfehlen, da jede Beschädigung oder Abnutzung das spezifische Gewicht ändert.

Natürliche Indikatoren (Mineralien). Bei ihnen ist auf folgendes zu achten:

Unangreifbarkeit durch die Lösung ist natürlich erstes Erfordernis. So sind z. B. für Borowolframatlösung die Carbonate nicht zu gebrauchen, während sie von der Jodidlösung nicht angegriffen werden. Metalle sind zu vermeiden.

Homogenität ist an sich nicht erforderlich, denn es muß für jedes Indikatorkorn, sozusagen persönlich, das spezifische Gewicht bestimmt worden sein; doch ist sie

erwünscht, damit, wenn der Indikator auch beschädigt wird (und das kann leicht geschehen, ohne daß man es merkt), sein spezifisches Gewicht nicht verändert werde.

Dichtigkeit. Der Indikator darf nicht porös und nicht locker sein, damit die Flüssigkeit nicht eindringe und ein edrungenes Flüssigkeit von anderer Dichte als die umgebende, oder eingetrocknete, den Indikator falsch mache.

Härte und Festigkeit sollen möglichst groß sein, denn von ihnen hängt die Dauerhaftigkeit ab.

Glatte Oberfläche ist sehr wesentlich, da sich in die Unebenheiten der Oberfläche Luftblasen einklemmen, die auch bei gutem Umrühren sich nicht entfernen. Am besten sind in dieser Beziehung Stücke mit vollkommener Spaltungsfläche, spiegelnder Kristalloberfläche oder glasig muscheligem Bruch.

Das Aussehen der Körner soll möglichst charakteristisch sein, so daß man sofort das Mineral erkennt und eine Verwechslung nicht stattfinden kann.

Größe. Starke Erbsengröße ist die geeignetste, so daß das Korn sich mit der Pinzette noch bequem fassen läßt und doch deutlich, wie eine Fahne unter dem Gesteinspulver hervorragt.

Reichliches Vorkommen des Minerals und leichte Beschaffbarkeit ist natürlich wünschenswert, damit Mühe und Kosten der Herstellung möglichst gering ausfallen.

Es dürfte sich empfehlen, nicht nur zu dem Korn eine Etiquette zu legen, auf der das spezifische Gewicht nebst Name und Fundort verzeichnet sind, sondern auch dem Ganzen ein Inhaltsverzeichnis beizugeben, damit, wenn eine Angabe verwischt wird oder verloren geht, nicht eine neue spezifische Gewichtsbestimmung erforderlich wird.

Seit der ersten Einführung vor nun mehr als 30 Jahren sind meine Indikatorenkästchen stetig verbessert, die Zahl der Indikatoren vermehrt und immer passendere nach Eigenschaften und Intervallen ausgesucht worden.

Jedes Indikatorkorn liegt in einem Fach, das zugleich die Angabe von Name und spezifischem Gewicht des Indikators enthält. Dasselbe Verzeichnis ist in den Deckel des Kästchens eingeklebt. Die neuesten Kästchen enthalten zugleich, wo nötig, eine Aufzeichnung der Form und Farbe des Indikators, so daß er leicht erkannt werden kann.

Material zu den Indikatoren. Schon in der oben abgedruckten Publikation von 1883 wurde die Frage diskutiert, ob natürliche Indikatoren (Mineralien) oder künstliche (Gläser) zu nehmen seien und die Ausführung von gläsernen Indikatoren in Aussicht genommen. 1896 besprach ich die Frage mit Dr. Schott in Jena und erhielt damals und auch in späteren Jahren Gläser aus den Vorräten von Schott & Gen. für die Indikatorenkästchen.

Damals wurde aufs neue die Frage erwogen, ob es besser sei, alle Indikatormineralien durch Gläser zu ersetzen. Ich gab aber dem aus Mineralien und Gläsern gemischten Satz den Vorzug aus Gründen, die mir auch heute noch maßgebend sind. Einige dieser Gründe mögen hervorgehoben werden.

1. Die natürlichen wie die gemischten Indikatoren sind nach ihrem Aussehen (auch ohne Nummer) kenntlich. Das ist beim Arbeiten angenehm.

2. Der Arbeitende kann seine Skala nach oben und unten erweitern, sowie durch Einschiebung ergänzen. Dafür sind in meinem Kästchen Plätze freigelassen.

Es wird aber jeder gern den Indikatorensatz, mit dem er arbeitet, seinen Wünschen und Bedürfnissen anpassen.

3. Die schweren Gläser sind nicht unempfindlich gegen den Angriff der Lösung. Linck hebt dies in seiner von Krantz ausgegebenen Gebrauchsanweisung hervor.

Bei den natürlichen Indikatoren sind gerade unter den schwersten die widerstandsfähigsten.

4. Es erscheint am besten, für einen Indikatorensatz die Vorteile der natürlichen und der künstlichen Indikatoren zugleich auszunutzen.

Allerdings muß durch den Hersteller der Kästchen (nicht durch den Käufer) für jedes Indikatorkorn das spezifische Gewicht bestimmt werden. Dies läßt sich nur dann mit Vorteil durchführen, wenn von jedem Indikator, sei er künstlich oder natürlich, eine größere Zahl in der schweren Lösung gleichzeitig suspendierter Körner zur Verfügung steht. Es war nicht leicht, das passende Material zu beschaffen. Dem Käufer und Benutzer der Indikatoren ist es aber nicht wesentlich, wie der Hersteller die Schwierigkeiten überwunden hat.

In meinen Kästchen ist die Zahl der Indikatoren nicht ganz gleich. Sie richtet sich nach dem spezifischen Gewicht des verfügbaren Materials, das so ausgewählt wurde, daß die Abstände möglichst gleichmäßige sind. Danach schwankt die Zahl der Indikatoren im Kästchen zwischen 30 und 36. (In Linck's Satz 24.)

Ein solches Kästchen enthält beispielsweise 34 Indikatoren mit den folgenden spezifischen Gewichten.

No.	Sp. G.	No.	Sp. G.	No.	Sp. G.	No.	Sp. G.	No.	Sp. G.	No.	Sp. G.
1	2,060	7	2,311	13	2,531	19	2,699	25	2,962	31	3,147
2	2,148	8	2,363	14	2,552	20	2,720	26	2,981	32	3,189
3	2,164	9	2,404	15	2,570	21	2,740	27	3,013	33	3,224
4	2,209	10	2,448	16	2,612	22	2,762	28	3,044	34	3,295
5	2,252	11	2,476	17	2,646	23	2,883	29	3,058	—	—
6	2,298	12	2,492	18	2,661	24	2,936	30	3,091	—	—

Es ist erfreulich, daß durch Linck's Publikation wieder auf die Nützlichkeit solcher Indikatorensätze für mineralogische und petrographische Untersuchungen hingewiesen wurde und es ist zu wünschen, daß dieselben in beiderlei Ausführung zur Förderung unserer Wissenschaft beitragen möchten.

Heidelberg, August 1912.

Ueber die mikrochemische Untersuchung fein verteilter Carbonate im Gesteinsschliff.

Von **W. Heeger** in Jena.

Im folgenden sollen einige Mitteilungen gemacht werden über die Erkennung und deutliche Scheidung von Calcit und Dolomit in Schliffen solcher Gesteine, die sie in feinster Verteilung und nebeneinander enthalten können, und ferner über die gleichzeitige Feststellung der Teilnahme von FeO an ihrer Zusammensetzung.

Sehr allgemein wird zur Unterscheidung von Calcit und Dolomit im Dünnschliff die sogenannte „Lemberg'sche Lösung“ [1] angewandt, eine wässerige Lösung von $AlCl_3$ zusammengekocht mit Blauholzextrakt, unter deren Einwirkung sich auf $CaCO_3$ ein blauviolett gefärbter Lack von $Al(OH)_3$ bildet. Da aber bei feinerer Verteilung des Calcits dieser Lack nur schlecht oder garnicht haften bleibt, müßte die Verwendung dieses Reagenses in vielen Fällen zu Irrtümern Veranlassung geben. Dies letzte gilt auch für die bekannte „Linck'sche Lösung“ [2] — NH_4-Phosphat mit verdünnter Essigsäure —, deren Wirkung auf dem Niederschlag einer schützenden Decke von Struvit, d. i. Mg-NH_4-Phosphat, auf dem Mg-haltigen Carbonat beruht, während der Calcit von der Essigsäure weggelöst wird. — Zur Erkennung auch fein verteilter calcitischer Massen, z. B. auch der aus zersetzten Silikaten gebildeten, gibt indessen Lemberg [3] noch eine Reaktion als dienlich an, die nach geeigneter Anwendung von $AgNO_3$ erst zur Bildung von Ag_2CO_3 führt und schließlich durch Einwirkung von K_2CrO_4 auf eine Fällung von Ag_2CrO_4 hinausläuft. — Die Reaktion scheint sehr empfindlich, die klare rote Farbe des Ag_2CrO_4 an allen Stellen, wo $CaCO_3$ lag, wird außerordentlich deutlich sichtbar. Aber nun bemerkt schon Lemberg selbst als einen allgemeinen Übelstand aller solcher chemischen Methoden, besonders wenn, wie hier, die Lösungen längere Zeit und bei

[1] Vergl. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1888. p. 357—359. — Ebenda 1892. p. 824.

[2] Vergl. Abhandlungen z. geol. Spezialkarte v. Els.-Lothr. III. 1. p. 17. (Ber. üb. d. XVI. Vers. des oberrh. geol. Ver.)

[3] Lemberg, Mikrochem. Untersuchungen einiger Mineralien. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1892. p. 231.

erhöhter Temperatur einzuwirken haben, daß sich diese in Risse ziehen, infolgedessen nicht genügend auswaschen lassen und mit anderen Lösungen in Wechselwirkung treten, daher auch gerade bei dieser Methode eine Verifizierung des Carbonats durch eine Säureprüfung nicht zu umgehen sei. Das macht ohne weiteres verständlich, daß diese Methode in locker und fein gefügten Gesteinen zur ersten Auffindung von $CaCO_3$ usw. nicht sehr bequem ist. — Es sind nun noch eine ganze Reihe anderer Unterscheidungsarten bekannt geworden, teils zur flüchtigen Erkennung [1] der Mengenverhältnisse von CaO und MgO, teils zu quantitativer Trennung und auch für die mikroskopische Prüfung. Auf diese letzten muß ich hier im Hinblick auf die danach zu erörternde Methode etwas näher eingehen: Eine von Fr. Hinden [2] im Jahre 1904 als „neu" bezeichnete Methode durch Braunfärbung des Calcits unter Einwirkung von $FeCl_3$-Lösung, eventuell in Verbindung mit der „Säureprüfung", geht, wie Thugutt [3] dargetan hat, auch schon auf den Altmeister all dieser mikrochemischen Methoden, Lemberg [4], zurück. Sie hat den großen Nachteil, daß natürlich etwa schon vorhandene Fe-Hydroxydmassen außerordentlich störend wirken müssen; und dieser Nachteil bleibt bestehen, wenn man das Fe-Hydroxyd durch $(NH_4)_2S$ in schwarzes FeS überführt, ja es wird unter Umständen durch vorhandene Erzkörner, organische Substanzen usw. die Schärfe des Bildes noch mehr beeinträchtigt [5]. Lemberg hat daher, um zugleich bessere Dauerpräparate zu erhalten, schließlich das FeS noch durch Behandlung mit Ferricyankalium, $K_3Fe(CN)_6$, in Turnbulls-Blau, $Fe_3[Fe(CN)_6]_2$, übergeführt [6]. Bedenkt man noch, daß wegen der leichten Oxydierbarkeit des FeS alles möglichst rasch erfolgen muß, was eine oft erwünschte genaue Überwachung der einzelnen Vorgänge ausschließt, so wird man schließlich gegenüber solch mehr oder weniger umständlichen Methoden es vorziehen, sich wenigstens für die Gesteine, wo Calcit nur in kleinsten Körnchen vorhanden sein kann, auf die Behandlung mit geeignet verdünnten Säuren zu beschränken.

Der mikrochemische Nachweis des FeO nach einer zuerst von K. Krech [7] angegebenen Methode führte mich nun nach ver-

[1] Z. B. Cornu, Dies. Centralbl. 1906. p. 550; vergl. ferner [2] Hinden.

[2] Fr. Hinden, Neue Reaktion zur Unterscheidung von Calcit und Dolomit. Verhandl. d. Naturf. Ges. in Basel 1904. 15. (2.) 201. Referat hierüber von M. Bauer im N. Jahrb. f. Min. etc. 1905. I. p. 23.

[3] Dies. Centralbl. 1905. p. 265.

[4] Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1887. p. 489 ff.

[5] Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1888. p. 357.

[6] Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1892. p. 823.

[7] K. Krech, Beitrag zur Kenntnis der oolithischen Gesteine des Muschelkalks um Jena. Inaug.-Diss. Jena. Auch: Jahrb. d. K. Preuß. geol. Landesanst. 1909. I. p. 59—133.

schiedenen Versuchen, gegründet auf die Tatsache eines geringen FeO-Gehaltes in den meisten Gesteinscarbonaten, zu einer in sehr vielen Fällen brauchbaren Unterscheidungsart von Calcit und Dolomit und zur deutlichen Sichtbarmachung auch kleinster carbonatischer Teilchen.

Krech behandelte, um nachzuweisen, daß ein Dolomitmineral in von ihm untersuchten Gesteinen Fe-haltig sei, den Schliff mit einer frisch bereiteten Ferricyankaliumlösung, der er einige Tropfen verdünnte HCl — es soll noch keine sichtbare CO_2-Entwicklung auftreten — zusetzte. „Unter ihrer Einwirkung färbten sich die Dolomitkörner deutlich blau .... Calcit dagegen nicht“ .... „wenngleich Geduld nötig ist“ [1].

Bei den Versuchen, dies Reagens überhaupt zur Unterscheidung von Calcit und Dolomit brauchbar zu machen, zeigte sich nun, daß hinsichtlich der Mengenverhältnisse der daran beteiligten Stoffe gerade das Umgekehrte als das oben angegebene dienlicher ist: Ist das betreffende Carbonat durch die HCl nur genügend angegriffen, dann reicht die geringste Spur von Ferricyankalium aus, um die Blaufärbung zu bewirken. Als ziemlich allgemein brauchbar erwies sich eine Lösung, in der auf etwa 2—3 ccm ungefähr $\frac{n}{10}$ HCl einige Tropfen Ferricyankaliumlösung zugesetzt waren. Mit noch stärker verdünnter HCl oder mit Essigsäure verläuft die Reaktion besonders für den Dolomit zuweilen unbequem langsam.

Im folgenden seien die bisherigen Resultate kurz zusammengefaßt:

Der Verlauf der Reaktion wird u. d. M. verfolgt. Ist Calcit vorhanden, so muß sich wegen der für dies Carbonat ja noch immer starken Säure sofort auch eine noch ziemlich lebhafte CO_2-Entwicklung bemerkbar machen. Sind die calcitischen Massen sofort in großer Verbreitung erkannt, so empfiehlt sich wohl, das Reagens gleich oder nach wenigen Sekunden abzuspülen, um die weitere Auflösung zu verhüten. Zugleich hat sich das Carbonat intensiv blau gefärbt, wenn es nicht vollkommen Fe-frei ist, worauf ich noch (p. 50) zurückkommen werde.

Bei der von Lemberg erwähnten langwierigen Behandlung, die schließlich auch auf Turnbulls-Blau hinauslief, bemerkt jener bereits, daß sich, indem der blaue Farbstoff schwindet, kleine weiße Stellen in den blauen Feldern bilden. Sind nun aber die Calcitkörner kleiner oder liegen sie nicht eng beieinander, wie z. B. oft, wenn wir es mit calcitischem Füllmaterial in Sandsteinen zu tun haben, so braucht man bei der neuen Methode nicht so ängstlich zu sein. Es verschwindet zwar bei längerer

[1] l. c. p. 68. 1.

Einwirkung das Carbonat bald vollkommen und die Stelle wird isotrop, aber die blaue Farbe bleibt bei nicht allzu heftigem Abspülen liegen und bedeckt, bei kleinem Korn, das ganze Feld. — Mit dieser Methode ließen sich auch äußerst fein verteilte[1] carbonatische Massen ermitteln, indem oft unter einem oder wenigen sich bildenden Bläschen ein blaues Pünktchen zu beobachten war, oft mitten zwischen anderem — dolomitischen — Carbonat den Calcit verratend oder wenigstens das Carbonat[1] zwischen den in so feiner Verteilung ja ähnlich bunt irisierenden Glimmern, Gipsen usw., wo es dem Auge allein entgehen mußte, und umgekehrt: Erkennung von Glimmer, Gips usw. zwischen Carbonat. (Färben sich z. B. auf dem klastischen Material in Sandsteinen auch staubförmig verteilte dünnste Mengen blau, so wird man wohl nicht fehlgehen, sie für feinste, beim Schleifen verriebene Massen anzusprechen.)

Ist nun Dolomit oder ein anderes schwerer angreifbares Carbonat als $CaCO_3$ bezw. $(Ca, Fe)CO_3$ vorhanden, so wirkt das Reagens allmählich, je nach der Angreifbarkeit des betreffenden Carbonats, ohne Gasentwicklung oder Auflösung. Wir beobachten u. d. M., bis uns die Färbung — gelblichgrün infolge der Durchsicht durch den Tropfen der Lösung — kräftig genug erscheint: dies ist oft schon nach einer Minute oder weniger, oft erst nach $\frac{1}{4}$ Stunde oder mehr der Fall, doch ist sie selbst dann noch nicht so intensiv blau wie sofort bei Calcit, im Gegenteil fast immer etwas trüb. Es macht sich eben hier die auch bei Behandlung nur mit Säure besonders nach dem Trocknen zu beobachtende Trübung durch Bildung von Chloriden — bei Lincк'scher Lösung statt dessen Struvit — bemerkbar. Zu beachten ist, daß hernach durch das Trocknen die Intensität des besonders im auffallenden Lichte schönen Blaus noch wesentlich steigt. — Während nun bei Calcit mit dem Aufhören der CO_2-Entwicklung auch die Färbung beendet ist, fehlt ein solches Kriterium beim „unlöslichen" Dolomit: Sicher ist, wenn die Färbung sehr bald erscheint, aber auch nach vielleicht 10 Minuten kaum stärker geworden ist, daß dann nichts weiter zu erwarten und somit ein nur geringer Fe-Gehalt vorhanden ist. Geht sie indessen immer weiter und führt schließlich bei übertrieben langer Dauer zu einem tiefdunkelblauen Lack, so muß man auf höheren Fe-Gehalt schließen. Es liegt nun nahe anzunehmen, je höher der Fe-Gehalt, desto langsamer würde die Färbung beginnen, weil der Fe-Gehalt die „Löslichkeit" der Carbonate herabzudrücken scheint. Und in der Tat fand sich des öfteren eine Übereinstimmung dieser Ansicht mit dem analytischen Befunde. Aber es hat sich herausgestellt, daß man auch bei baldigem Beginn der Anfärbung nicht ohne

[1] Vergl. hierzu noch hier p. 50.

weiteres auf geringen Fe-Gehalt schließen darf. Denn dieser Anfangspunkt des Sichtbarwerdens der Einwirkung ist ja außerordentlich stark durch physikalische Eigenschaften beeinflußt: Korngröße, feine Zerreibung, die, wie längst experimentell erwiesen[1], die Löslichkeit erhöht, Rauhigkeit der Oberfläche, Spaltungstracen — kurz, alle die Oberflächenenergie beeinflussenden Eigenschaften der Minerale müssen die Wirksamkeit der Säure auf das Carbonat verändern, wie sich denn die Reaktion auch immer an all den locis minoris resistentiae zuerst bemerkbar macht. Sie veranschaulicht demnach vor allem auch die Angreifbarkeit des betreffenden Carbonates.

Weitere Erfahrungen verdanke ich einigen Versuchen, die von Herrn Grünberg-Jena an Schliffen von quantitativ analysierten Mineralien vorgenommen wurden: Es zeigte sich hier, daß bei eigentlichem „Dolomit" ein geringer Unterschied im Fe-Gehalt auf den Anfangspunkt der Sichtbarwerdung der Anfärbung nicht merklich verschiebend einwirkt, so daß wohl aus der verschiedenen Intensität der Färbung nach der gleichen Zeit der Einwirkung auf annähernd proportional verschiedenen Fe-Gehalt geschlossen werden darf. Im allgemeinen waren bei Grünberg's Versuchen „Calcit" in wenigen Sekunden, „Dolomit" und „Ankerit" in 5 Minuten völlig gefärbt, „Magnesit" und „Braunspat" begannen sich nach $\frac{1}{4}$ Stunde zu färben; anderseits dauerte es wieder bei einem „Ankerit" mit $20\%\,FeCO_3$ etwa 30 Minuten, bis eine einigermaßen sichtbare Färbung erzielt wurde.

Ich glaube daher doch, daß im ganz frischen Zustand auch bei den „Dolomiten" ein höherer Fe-Gehalt den Beginn der Anfärbung verzögern wird. Sobald aber das Carbonat auch chemisch schon etwas angegriffen ist, wird die Widerstandsfähigkeit bedeutend herabgedrückt: So ließ sich des öfteren dort, wo sich aus dem Dolomit Fe-Hydroxyd ausgeschieden hatte, eine bedeutend schnellere Anfärbung feststellen, als bei noch unzersetztem Mineral, so daß sich daraus der zunächst paradox klingende Schluß ergibt, daß dies „FeO-Reagens" bisweilen das FeO am schnellsten anzeigt, wo das wenigste FeO vorhanden ist.

Eine besonders interessante Erscheinung ist das Auftreten von mehr oder weniger zonar verlaufender Verschiedenheit oder überhaupt von Inhomogenitäten in der Einwirkung, wie sie sowohl von Grünberg an Mineralschliffen, wie von mir bei carbonatischem Füllmaterial in Sandsteinen gefunden wurden: Im letzteren Fall blieb bisweilen um einen mittleren sofort gefärbten Kern mit scharfer Grenze ein äußerer Rand fast oder ganz ungefärbt, ging aber doch auch gleich in Lösung, was nur auf verschiedene Verteilung und z. T. vollkommenes Fehlen von Fe-

[1] Vergl. W. Ostwald, Zeitschr. f. phys. Chemie etc. 1900. p. 495—503.

Gehalt zurückzuführen ist. Verfällt bei solchen „Verwachsungen“ alles bald der Auflösung, so ist es ziemlich unwahrscheinlich, daß „Dolomit“ beteiligt ist, zumal, wie Grünberg nachgewiesen hat, $CaFeC_2O_6$ immer noch leichter löslich ist als $CaMgC_2O_6$. Es sei aber bemerkt, daß sich ganz ähnliche Verwachsungen auch im Dolomit in denselben Gesteinen finden[1]. Ob auch Verwachsungen von „Calcit“ und „Dolomit“[2] vorkommen, wie sie andere mit „Lemberg'scher Lösung“ nachgewiesen haben sollen, gelang mit dem Reagens bisher nicht einwandfrei festzustellen, obwohl schon durch sofortige Wiederabspülung oder Verwendung schwächerer Säure eine bessere Überwachung des Vorgangs ermöglicht wurde. Es ist zunächst zu bedenken, falls es wirklich innige Verwachsungen verschiedener Carbonate, die sich nicht bloß durch ihren Gehalt an FeO unterscheiden, gibt, daß dann natürlich die an dem leichter angreifbaren Teile einsetzende Auflösung sich auch auf den anderen leichter verpflanzen wird, also dieser Teil dann auch leichter der Auflösung und somit der Einwirkung irgendwelcher Reaktionen verfallen muß, als wenn er allein bestände. — Anderseits ist es nicht ausgeschlossen, daß gerade lediglich der Wechsel im FeO-Gehalt zu Täuschungen Veranlassung gibt. Ich glaube z. B. auch, wenn Lemberg meint, daß der $FeCO_3$-Gehalt während nur kurzer Einwirkung bei der $FeCl_3$-$(NH_4)_2S$-Methode nicht störe, doch, daß es gerade auf diesen zurückzuführen ist, wenn bei seiner Weiterbehandlung mit Ferricyankalium die mit Turnbulls Blau bedeckten Stellen nicht gleichmäßig gefärbt wurden, sondern hier „hellblaue und dunkelblaue Stellen“ abwechselten. Gerade dort, wo eben die chemischen Verhältnisse nicht so gleichmäßig und einfach sind, gibt die neue Methode, die nicht erst Fe zuführt, sondern den meist ab ovo vorhandenen Fe-Gehalt der Carbonate benutzt, hierüber wenigstens einen gewissen Aufschluß. Es hat sich durch Vergleichsversuche so gut wie einwandfrei erwiesen, daß, wo die Behandlung mit „Lemberg'scher Lösung“ oder auch der „$AgNO_3$—K_2CrO_4-Methode“ eine nicht gleichmäßige Wirkung hervorrief, wie zonare oder sogar gesprenkelte, bisweilen auch „schriftgranitische“ Verteilung, daß in diesen Gesteinen eben Kriställchen vorliegen, die, scheinbar homogen, an verschiedenen Stellen verschiedenen Fe-Gehalt aufweisen. Manchmal zeigen sich solche Inhomogenitäten auch schon durch geringe Trübungs- oder Farbenunterschiede ohne weiteres an, ferner auch durch auffällige Auslöschung zwischen + Nicols[3].

---

[1] Vergl. Heeger, Petrogenet. Stud. üb. d. unt. u. mittl. Btsdst. i. östl. Thür. Inaug.-Diss. Jena. 1912.

[2] Vergl. Heeger, l. c. Coomáraswámy, Q. J. G. S. 1902. p. 412. Skeats, Q. J. G. S. 1905. Pl. X.

[3] Vergl. auch K. Krech, l. c. p. 69 u. Heeger, l. c.

Bei ganz feinem Korn[1] wird sich wohl überhaupt eine ganz einwandfreie Unterscheidung, ob Calcit oder Dolomit vorliegt, kaum verwirklichen lassen. Schon mechanische Zerreibungen, z. B. in Sandsteinen durch klastischen Quarz, oder auch nachträgliche vielleicht beim Schleifen entstandene Kratzer machen sich sofort durch schnelle Anfärbung bemerkbar: Da wird sich manches Mal auch aus Dolomit, selbst bei der schwachen Säure, CO_2 entwickeln. Man kann dann nur noch aus Analogien schließen.

Tritt überhaupt keine Färbung auf, was sich in Gesteinsschliffen an einigen Calcitkörnern ausnahmsweise beobachten ließ — bei Dolomit bisher noch nicht —, so scheint es in diesen Gesteinen immer so, als ob es sich um eine Neuausscheidung nach einer mehr oder weniger weit fortgeschrittenen Auflösung handelt. So fanden sich Fe-freie Umwachsungen um abgerundete Fe-haltige Kerne. Die Umwandlungen fanden offenbar unter Bedingungen statt, unter denen Fe'' nicht mehr bestehen konnte; es wurde zu Fe''' oxydiert, infolgedessen bei dem Wiederabsatz des $CaCO_3$ nicht wieder mit aufgenommen und hinterblieb als Hydroxyd.

[Anmerkung: Da sich auch in dem von Krech untersuchten Gestein der Calcit nicht färbte, handelt es sich dort vielleicht ebenso um eine Neuausscheidung. Daß hier bei Zerstörungen „nur Dolomit der Auflösung verfiel“[2], ist mit obiger Ansicht ebenfalls zu vereinbaren, während Kr. ungewöhnliche Lösungsbedingungen annehmen zu müssen glaubt. — Ganz etwas Ähnliches — frischen Calcit neben stark zerfressenem Dolomit — fand ich in einem Buntsandsteinkonglomerat[3]. — Vielleicht handelt es sich ferner auch bei den von Kr. beschriebenen „Pseudomorphosen von Aggregaten nach Individuen“[4] um Ausscheidung von $CaCO_3$-Kriställchen an der Stelle ursprünglicher größerer Fe-Dolomitkristalle; denn auch hier fehlt die Begleitung von Fe-Hydroxyd nicht, und die gute primärrhomboedrische Umgrenzung der Aggregate spricht für Dolomit.]

Läßt sich nach allem Gesagten aus dieser mikrochemischen Methode, namentlich bei Beachtung der Zeitdauer und möglichster Gleichartigkeit der geprüften Stellen in physikalischer Hinsicht, immerhin bis zu einem gewissen Grade ein Schluß auf die Stärke der Beteiligung von Fe neben der Unterscheidung, ob Calcit oder Dolomit vorliegt, fällen, so ist doch an eine Benutzung solcher Arten von chemischen Einwirkungen auch zu quantitativen Trennungen nur mit Vorsicht heranzugehen, wie es Hinden für die $FeCl_3$-Methode vorschlägt und neuerdings Mahler[5] mit einer

[1] Man beachte auch die enorme Vergrößerung bei Skeats, l. c. Taf. XII Fig. 1.

[2] Krech, l. c. p. 69.

[3] Vergl. Heeger, l. c.

[4] l. c. p. 66 u. T. VI. 1.

[5] Inaug.-Diss. Freiburg 1906.

Cu-Nitratlösung ausgeführt hat: Dies mag für im Laboratorium hergestellte reine Präparate bei gleichen Zeiträumen der Einwirkung einwandfreie Resultate liefern, wie sich kürzlich bei Untersuchungen von K. Spangenberg[1] mit gutem Erfolge gezeigt hat; aber bei natürlichen Carbonaten werden oft, ohne daß man es ahnt, allerhand Beimengungen, also vor allem, wie gezeigt, die gerade hier benutzten Fe-Salze, je nach ihrem Prozentsatz auf die Energie der Reaktion und somit auf deren Leistung in bestimmter Zeit einen stark verschiebenden Einfluß ausüben müssen.

Die Vorteile dieses „Ferricyankalium-Säure-Reagenses" für mikrochemische Untersuchungen indessen seien, abgesehen von der jederzeit rasch erzielten Gebrauchsfertigkeit — die „Lemberg'sche Lösung", umständlich herzustellen, läßt bekanntlich leicht nach — noch dahin zusammengefaßt, daß sich in ihm die „Säureprüfung", die Prüfung ob Calcit oder Dolomit, deren Sichtbarmachung durch Anfärbung, d. h. in manchen Fällen überhaupt das Auffinden von Carbonat, endlich der Nachweis des FeO und der durch den Fe-Gehalt etwa bedingten Inhomogenitäten in einer einzigen, bei gewöhnlicher Temperatur in ihrer Wirkung schnell genug sichtbar werdenden Reaktion vereinigen.

Jena, Mineralogisches Institut, Oktober 1912.

Neue Beobachtungen im Diluvium der Umgebung von Hannover.

Von **K. Olbricht.**

Mit 6 Textfiguren.

Im Jahre 1910 hatte ich Gelegenheit, die Aufschlüsse in der glazialgeologisch noch wenig bekannten Umgebung von Hannover zu begehen. Über die Ergebnisse dieser Untersuchungen habe ich kurz im Globus berichtet (I.) und kam zu folgenden Anschauungen:

Die Würmvereisung (dritte Vereisung des Landesanstalt) überschritt in zwei großen Zungen noch das Allertal, ihre Sandr liegen dicht im Norden der Stadt Hannover vor mehreren Endmoränenbögen. Das ostwestlich gerichtete Leinetal von Hannover bis Wunstorf ist wahrscheinlich durch den Rand des Würmeises bedingt; vorher floß die Leine — wie Schotter zeigen — in der breiten wiesenbedeckten Senke, die heute von der Wietze benutzt wird[2].

[1] Inaug.-Diss. Jena 1912.

[2] In einer Arbeit über „äußere Jungendmoränen in Norddeutschland" (Zeitschr. f. Gletscherkunde. 1912. p. 250 usw.) kommt Werth zu einer Begrenzung, die der Wirklichkeit nicht immer entspricht. Da seine Arbeit zudem stellenweise auf nicht hinreichender Orts- und Literaturkenntnis aufgebaut ist, werde ich an anderer Stelle auf dieselbe zurückkommen.

Außerhalb des vom Würmeise bedeckten Gebietes stehen die stark eisenschüssig verwitterten Ablagerungen der älteren Rißvereisung an, sie bestehen aus liegenden Sanden, denen eine Grundmoräne aufgelagert ist, die meist sandig verwittert ist, ohne jedoch von jüngeren Decksanden überschüttet zu sein. Daraus schloß ich schon früher, daß die eiszeitlichen Gletscher beim Vorrücken mächtige Sande aufschütteten, diese dann mit einer Grundmoränendecke bedeckten, die zumeist noch heute die Oberfläche bildet, ohne von jüngeren Decksanden überschüttet zu sein. Daraus sich ergebende Folgerungen über den Aufbau des typischen Diluvialprofils habe ich schon vor Jahren gezogen und formuliert (II. p. 613). Ihre Bewahrheitung würde um so wichtiger werden, als durch sie auch die von Passarge (III. p. 257 usw.) aufgestellte

Fig. 1.

These, daß den vier alpinen Schottern nur zwei Vereisungen zu entsprechen brauchen, als durchaus hypothetisch hingestellt werden müßte.

Die Schichten dieser älteren Vereisung werden von einer Lößdecke überkleidet und sind mehrfach zu Moränenwällen aufgepreßt. Eine Mehrteilung des älteren Diluviums ist nicht unmöglich, aber durch keinerlei zwingende Aufschlüsse zu beweisen.

Im Sommer dieses Jahres konnte ich meine Studien neu aufnehmen und mehrfach erweitern. Es gelang mir nicht nur, zahlreiche neue Moränenwälle aufzufinden, sondern auch die Lößgrenze genauer festzulegen. Einen kurzen Auszug aus diesen Beobachtungen habe ich schon kurz an anderer Stelle gegeben (IV.) und

durch eine Karte erläutert. In den folgenden Zeilen möchte ich noch etwas eingehender auf diese Beobachtungen zurückkommen, da sie für das Verständnis der Glazialgeologie dieser Gegend nicht unwichtig sind.

Westlich von Springe liegen zu beiden Seiten der nach Münder führenden Landstraße mehrere Hügel, die durch ihren Sandreichtum schon auf dem Meßtischblatt dieser meist aus festem Gestein aufgebauten Gegend auffallen. Die Begehung zeigt, daß diese nach allen Seiten hin abfallenden Hügel die Erosionsreste eines zungenförmig angeordneten Moränenwalles sind (Fig. 1). Mehrfach ist dieser durch tiefe Gruben aufgeschlossen. Es ergibt sich folgendes Gesamtbild: Über mächtigen, oft gestauchten Sanden mit eingelagerten Tonlinsen lagern eisenschüssig verwitterte Schotter, die z. T. offenbar nur Umlagerungsprodukte sind, die Decke wird von Resten einer Grundmoräne gebildet. Die Schichten sind mehrfach stark gestört, so daß die Sande Linsen in den Schottern bilden. An den Flanken liegen Lößlehme, die bis zu 2 m mächtig werden, jedoch die höchsten Spitzen frei lassen. Es handelt sich hier um sehr schön erhaltene Reste von Aufpressungsmoränen, die an einem zungenförmigen Eisrande entstanden und sich wahrscheinlich zur Zeit eines lokalen Vorstoßes während der Abschmelzzeit bildeten.

Weitere, bis zu 15 m Tiefe aufgeschlossene Endmoränenwälle finden wir im Norden von Hachmühlen. Den hier aufgeschlossenen gefalteten Sanden und Kiesen ist eine stark zementierte Schicht eingelagert, die möglicherweise einer älteren Vereisung entspricht.

Einen wundervollen Moränenwall bildet das im Westen von Münder sich erstreckende Massiv des Eilenberges, das weithin das Landschaftsbild beherrscht und bis 40 m die Umgebung überragt.

Die tiefsten Aufschlüsse liegen bei Hamelspringe in 130 m Meereshöhe. Hier liegen als Basis kalkhaltige, stark zementierte Schotter (Fig. 2) mit zahlreichen eingesprengten nordischen Geschieben. Diese Schotter werden als Bausteine abgebaut und von einer deutlichen, zu ihrem Einfallen diskordant verlaufenden Oberfläche abgeschnitten. Über dieser deutlich erhaltenen alten Oberfläche folgen mächtige Sande, Schotter und Grundmoränen, wobei die oft wenig geschichteten Schotter offenbar nur Umlagerungsprodukte und eine Fazies der Grundmoräne darstellen. An den Flanken lagern Lösse, die in den westlich sich anschließenden Ziegeleigruben mehrere Meter mächtig werden. Wir haben es hier offenbar mit den Ablagerungen von zwei Vereisungen zu tun, die — wie sich auch Herr Professor Hauthal überzeugen konnte — nachträglich zu einem Moränenwall aufgepreßt wurden. Die Begehung der zahlreichen Aufschlüsse des teilweise nur mit Gräsern

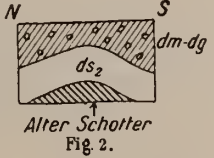


Fig. 2.

bewachsenen Eilenbergs zeigt, daß dieser bis auf den höchsten Gipfel (+ 186 m) aus meist gestauchten Schottern besteht, also einen deutlichen Moränenwall darstellt, der die stattliche Höhe von mehr als 40 m erreicht. Wie dieser früheren Beobachtern — namentlich Spethmann — entgehen konnte, ist mir unverständlich.

Weitere Moränenwälle finden wir bei Einbeckhausen. Sie markieren einen Eisrand, der einem Gletscher entsprach, der durch die tiefe Senke zwischen dem Nordmannsturm und der Hohen Warte den Deister querte.

Die Vereisung, welche diese Moränenwälle schuf, kann sich also nicht mehr sehr weit nach Süden erstreckt haben, da sie so auffallend von den Formen des Untergrundes beeinflußt wurde. Das paßt zu den Anschauungen Grupes (V.), nach denen das Rißeis bei Hameln bis an die Weser reichte und im Leinetal noch bis in die Alfelder Gegend ihre Grundmoräne hinterließ. Vielleicht gehören zu dem Zuge dieser Endmoränenreste auch die Kieshügel bei Banteln im Leinetal.

Auch hier haben wir wieder den Fall vor uns, daß der äußerste Rand von Vereisungen nicht immer durch Moränenwälle bezeichnet werden braucht, diese vielmehr zumeist lokalen Vorstößen — kleinere Klimaschwankungen? — während der Abschmelzzeit ihre Entstehung verdanken [1].

Wir haben es also in unserem Gebiete mit den Ablagerungen von zwei Vereisungen zu tun, von denen die der jüngeren Rißvereisung sich bis Alfeld und Hameln ausdehnen, während die der älteren Mindelvereisung nur an einer Stelle (bei Hamelspringe) in Gestalt alter, stark zementierter Schotter erhalten sind. Der sich zwischen beide schiebenden Interglazialzeit entspricht die Verfestigung der älteren Schotter und die Herausbildung der Diskordanz. Diese Untersuchungen harmonieren durchaus nicht mit den Anschauungen Schucht's über den Lauenburger Ton (VI.), passen aber so gut zu den Beobachtungen in Thüringen und anderen Gebieten, daß es wohl unbedingt nötig erscheint, den Lauenburger Ton in mindestens zwei Unterabteilungen, zwischen die sich eine Vereisung schiebt, zu zerlegen. Ich erinnere hierbei ebenfalls an mein Übersichtskärtchen der norddeutschen Vereisungen (VII.).

Lößlehme bedecken im Süden von Hannover (vergl. Kärtchen) in breiten Streifen das Flachland, das hier fast waldlos ist und von üppigen Ackerländern eingenommen wird (vergl. auch Karte in IV, wo die Pflanzendecke eingezeichnet ist) und reichen weit hinein in die Gebirge, hier meist die Senken erfüllend, während die Kämme lößfrei sind.

[1] Vergleiche hierzu die vorige Anmerkung.

Ein schöner Lößanfschluß befindet sich bei Einbeckhausen (Fig. 3), wo die Lösse bis 6 m Tiefe aufgeschlossen sind und mit deutlich erkennbarer Diskordanz über den glazialen Schichten liegen.

Schon die Übersichtskarte zeigt, daß die Lösse in größter Erstreckung sich im Windschatten des Deisters erhalten haben und weiter nördlich, wo ungehemmt die Westwinde wehen können, fehlen. Die heutige Nordgrenze der Lösse ist also meines Erachtens nicht die Grenze der ehemaligen Lößverbreitung überhaupt, sondern diese reichte einst viel weiter nach Norden. Dies schloß ich zum ersten Male aus der Verbreitung der Mergelsande, die meines Erachtens nichts anderes als umgelagerte Lösse sind. Ebenso deutete ich zum ersten Male die Feinsande des Fläming und die Flottlehme der Lüneburger Heide als Lösse und bewies dies auch durch Auffinden einer Dreikanterschicht, die dem kartierenden Geologen Stoller der Landesanstalt entgangen ist (X. p. 52). Die Feinsande des Fläming hält auch schon Linstow für Lösse, während die Flottlehme der Heide von Stoller immer noch als Eissedimente erklärt werden, obgleich über ihre Lößnatur gewichtige Zweifel gar nicht mehr bestehen können (X. p. 52 usw.).

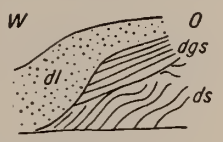


Fig. 3.

In Fig. 4 habe ich nach den Aufnahmen der Landesanstalt die Flottlehme der Heide in eine Höhenkarte eingetragen. Einmal fällt es uns auf, daß diese Flottlehme im Windschatten des Süsing liegen, zugleich erkennen wir ihre ganz eigenartige streifen-

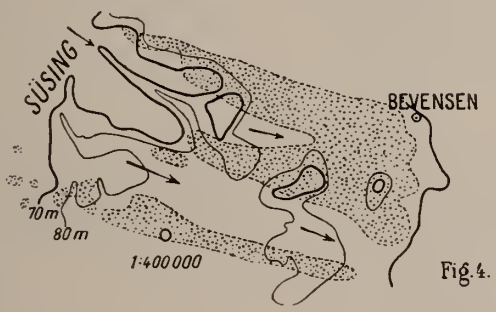


Fig. 4.

förmige Anordnung, die offenbar nicht die ursprüngliche Verbreitungsgrenze ist. Die Karte zeigt eigenartige Gesetzmäßigkeiten. Die Flottlehme sind überall an den Stellen abgetragen, wo durch tiefe Täler die Winde ungehindert wehen können, nur so lassen sich die eigenartigen, nach Osten zu spitz zulaufenden Einbuchtungen erklären, die deutlich den Tälern folgen; die Karte zeigt dieses besser, als langatmige Beschreibungen.

Die Entstehung des Flottlehmgebietes weist auf Grund der Aufnahmen folgende Geschichte auf:

Lange Zeit nach dem Abschmelzen der Gletscher werden auf Erosionsdiskordanzen Lösse aufgeweht (X. p. 52), deren Verbreitung offenbar ehemals eine viel größere war. Auf die Lößzeit folgt eine Zeit — oder mehrere? —, in der die Lösse unter dem Einfluß der für das heutige Klima kennzeichnenden Westwinde zum großen Teil wieder abgetragen werden. Dies muß in einer Übergangszeit geschehen sein, als die Westwinde schon wehten, aber die Pflanzendecke noch nicht den Boden vor jeder Abtragung schützte. Heute werden unter dem Einfluß der Pflanzendecke die ehemaligen Formen erhalten. Eine ähnliche Anordnung zeigen auch die Feinsande des Fläming (Fig. 5).

Diese Folgerungen aus den Lößgebieten der Heide und der Umgebung von Hannover werden sicher auch für die übrigen Löß-

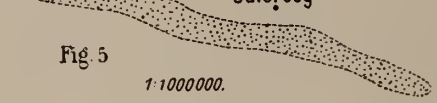


Fig. 5

1:1000000.

gebiete Geltung haben. Es wäre hierfür unbedingt nötig, daß unter einheitlicher Leitung und mittelst Rundschreiben an Lößkenner der verschiedenen Teile Europas zuerst einmal die Bearbeitung einer großzügigen Übersichtskarte der Lößverbreitung in Angriff genommen würde.

Meine Anschauungen möchte ich in folgenden Sätzen kurz präzisieren:

1. Lösse entstehen nicht am Rande der abschmelzenden Gletscher, sondern sind durch nicht zu gering zu veranschlagende Erosionsdiskordanzen von den glazialen Ablagerungen getrennt.

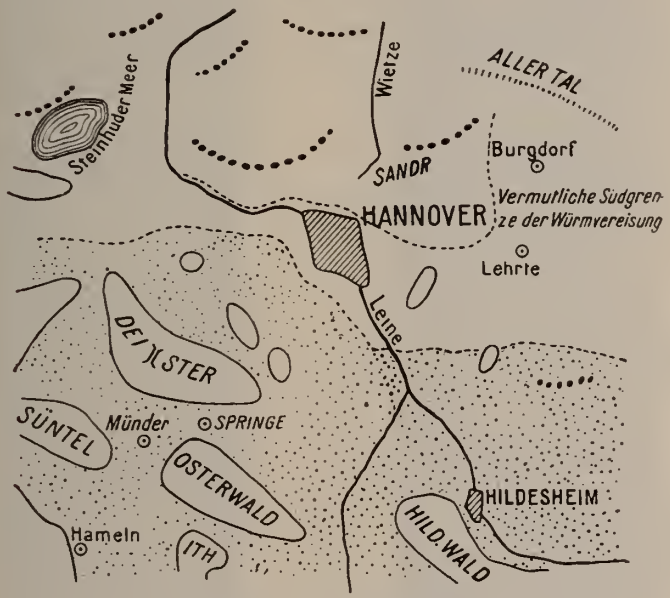
2. Sie entstanden auch nicht unter dem Einfluß des heutigen Klimas, da dieses durch seine Pflanzendecke jede Abtragung verhindert.

3. Es bleiben nur Trockenzeiten über, die zeitlich nicht mit den Vereisungen zusammenfallen. In diesen war offenbar zeitweise auch die Ausdehnung des europäischen Kontinentes eine viel größere, wie die belgischen und nordfranzösischen Lösse es andeuten. Vielleicht war Europa zeitweise seewärts durch die 200 m-Tiefenlinie begrenzt und in diesem großen Kontinente konnte in trockeneren Zeiten eine ausgedehnte Lößbildung einsetzen.

4. In den Übergangszeiten zwischen dem kontinentalen und

atlantischen Klima wurden die Lösse bis auf wenige an besonders geschützter Stelle erhaltenen Reste abgetragen.

5. Da offenbar nicht nur der weitaus größte Teil der Lösse nach seiner Ablagerung wieder abgetragen wurde, sondern auch die Grenzen der Ablagerungsgebiete in den einzelnen Zeiten sich nicht immer deckten, ist es durchaus nicht notwendig, daß überall mehrere durch Laimenzonen getrennte Lößbildungen vorhanden sein müssen. Es ist sogar wahrscheinlich, daß die älteren Lösse



Verbreitung der Lösse bei Hannover.
1:750000

in noch viel größerem Umfange abgetragen wurden, als die jüngeren, so daß ein Vorhandensein mehrerer Lösse an ein und derselben Stelle sogar ein Ausnahmefall sein wird. Von solchen Gebieten aus muß dann unbedingt die Gliederung der Lösse ausgehen.

6. Die Abtragung der Lösse wird besonders auf fluvioglazialem und fluviatilem Wege erfolgt sein. Auf erstere Weise entstanden die Mergelsande; fluviatile Umlagerungsprodukte stellen wahrscheinlich die Aulehme dar.

Litteraturverweis.

I. K. Olbricht: Das Diluvium in der Umgebung von Hannover. Globus 1910. p. 277 usw.

II. K. Olbricht: Neuere Beobachtungen usw. Dies. Centralbl. 1910. p. 609 usw.

III. Passarge: Physiologische Morphologie. Hamburg 1912.
IV. K. Olbricht: Das Landschaftsbild der Umgebung Hannovers. Hannoverland 1912. p. 218.
V. Grupe: Zur Frage der Terrassenbildungen im mittleren Flußgebiete der Weser usw. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1904. p. 470 usw. Derselbe: Die Flußterrassen des Wesergebietes usw. Ebenda 1912. p. 265 usw.
VI. Schucht: Der Lauenburger Ton als leitender Horizont usw. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. 1908. p. 130 usw.
VII. K. Olbricht: Einteilung und Verbreitung der glazialen Ablagerungen in Norddeutschland. Dies. Centralbl. 1911. p. 507 usw.
VIII. K. Olbricht: Grundlinien einer Landeskunde der Lüneburger Heide. p. 23 oben.
IX. K. Olbricht: Über das Klima der Postwürmzeit. Dies. Centralbl. 1909. p. 599.
X. K. Olbricht: Die Blätter Bevensen, Bienenbüttel usw. Ebenda. 1912. p. 9 usw.

Breslau am 20. 12. 12.

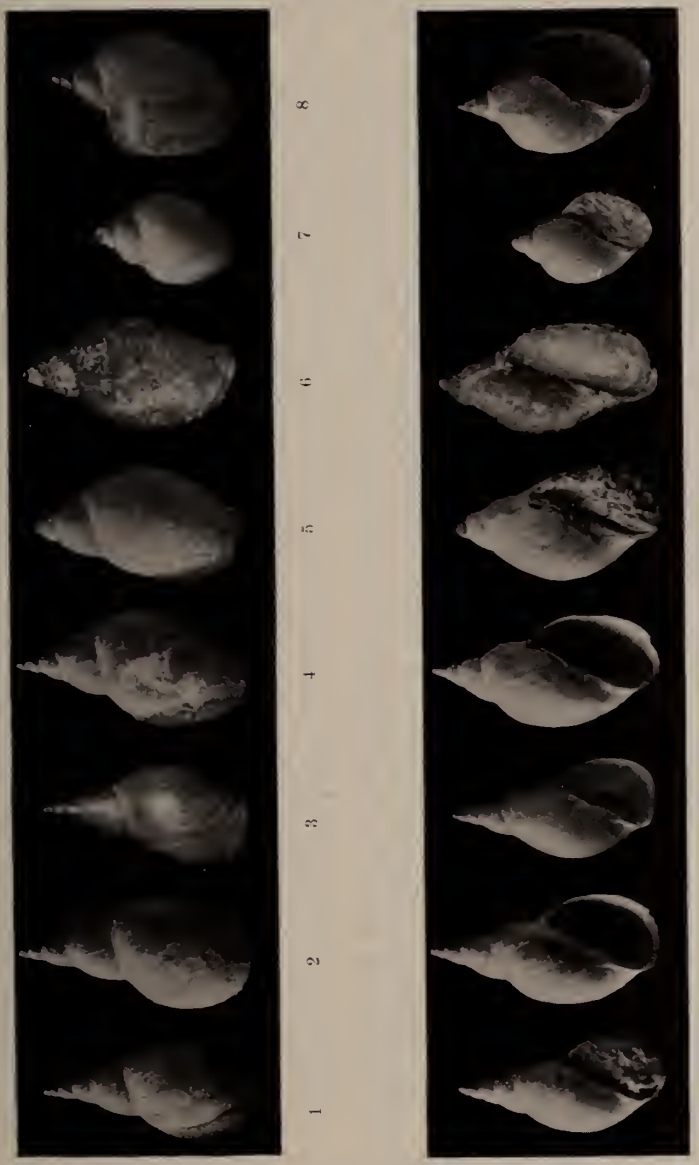
Ueber Limnaea (Limnaea s. str.) turrita Klein emend. Jooss.

Von **Carlo H. Jooss** in Stuttgart.

Mit 8 Textfiguren.

In seinen Land- und Süßwasser-Conchylien der Vorwelt erwähnt Sandberger in dem Kapitel „Binnenmollusken der Obermiocänschichten“ auf p. 582 eine *Limnaea* aus der Gruppe der *stagnalis*, welche er in einem Exemplar, dem aber die Spitze fehlt, 1872 am Deutschhof entdeckt habe und die in Bruchstücken auch von Mundingen bekannt sei. 1877 fand dann Herr Professor Dr. Konrad Miller, Stuttgart, die gleiche Art in einem vollständigen Exemplar im Obermiocän von Mörsingen und benannte dieselbe vorläufig *Limnaea stagnaloides* n. sp., ohne sie jedoch unter diesem Namen bisher zu veröffentlichen[1]. Seitdem wurden noch einige weitere Stücke von dieser so seltenen Art in unserem Obermiocän gefunden, so daß dieselbe nun genauer untersucht und verglichen werden konnte, wobei sich folgendes herausstellte:

[1] Trotzdem wurde dieser Name von den Herren Hauptmann W. Kranz, Swinemünde, und Pfarrer Dr. Th. Engel, Eislingen, in die Fachliteratur eingeführt. (Vergl. hierüber: Kranz, W., Stratigraphie und Alter der Ablagerungen bei Unter- und Oberkirchberg, südlich Ulm a. D. Dies. Centralbl. 1904. p. 537 u. 550; ferner: Engel. Th., Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. 3. Aufl. Stuttgart 1908. p. 534, 540, 560. p. 540 führt Engel die von Miller *L. stagnaloides* benannte Art sogar aus den brackischen Schichten am Hochsträß an, worin dieselbe in Wirklichkeit gar nicht vorkommt.)


1
2
3
4
5
6
7
8
1a
2a
3a
4a
5a
6a
7a
8a

Die vorliegenden Exemplare sind zweifellos ausgewachsene Stücke der seither als kleine, schlanke Art angesehenen *Limnaea turrita* Klein[1], und die Kenntnis der letzteren beruhte bis jetzt nur auf unvollständigen Stücken. Bei zwei meiner Exemplare waren nämlich aus Versehen die Gehäusespitzen, bestehend aus den 4½ bezw. 5 ersten Windungen abgebrochen worden und dabei war mir die große Ähnlichkeit dieser Gehäusespitzen mit *L. turrita* Klein aufgefallen. Ein Vergleich mit den beiden Originalexemplaren Klein's, welche sich in der hiesigen Kgl. Naturaliensammlung befinden, hatte dann die vollkommene Übereinstimmung ergeben. Außerdem konnte aber auch festgestellt werden, daß die beiden Originalexemplare Klein's nur Bruchstücke (aus den 4¾ bezw. 5 ersten Umgängen bestehend) sind, die, nach Analogie mit den oben erwähnten Gehäusespitzen, zweifellos derselben Art wie die letzteren angehören, d. h. daß diese Art also die eigentliche *L. turrita* Klein darstellt, welche demnach erst jetzt richtig bekannt wird.

Limnaea turrita ist höchstwahrscheinlich ein direkter Vorläufer unserer rezenten *Limnaea* (*Limnaea* s. str.) *stagnalis* L. Sie scheint zur Obermiocänzeit, ähnlich wie *L. stagnalis* in der Gegenwart, einen größeren Formenkreis besessen zu haben, wenigstens lassen sich unter dem vorliegenden Materiale deutlich mehrere Formen unterscheiden, die nun hier beschrieben werden sollen.

1. *Limnaea turrita* Klein emend. Jooss, Typus, Fig. 1—1a. Dieser gleicht auffallend der var. *vulgaris* Wstld. unserer rezenten *L. stagnalis* L. und unterscheidet sich von dieser nur durch langsamere Aufwindung und etwas stärkere Wölbung der Umgänge, welche durch etwas tiefere, mehr wagrecht verlaufende Nähte voneinander getrennt sind. Von der var. *vulgaris* Wstld. wurden in Fig. 2—2a und 3—3a zwei Exemplare zum Vergleich mitabgebildet. Das erstere (Original in coll. Jooss.) wurde in den mittelpleistocänen Sauerwassersanden am Sulzerrain in Cannstatt-Stuttgart gefunden, während das letztere (Original ebenfalls in coll. Jooss.) aus dem Achensee in Nordtirol stammt. Die Diagnose der typischen Form ist:

Schale fest, kaum merklich schlitzförmig genabelt, Gewinde verlängert, spitz, Umgänge 7—8, durch mäßig tiefe Nähte getrennt, langsam und regelmäßig anwachsend, mit feinen, von kräftigen Runzeln in gleichmäßigen Zwischenräumen unterbrochenen Streifen bedeckt, letzter Umgang so hoch als die übrigen zusammengenommen, Mündungsachse schief, zur Gehäuseachse einen spitzen Winkel bildend, Mündung länglich eiförmig, Mündungshöhe ca. die Hälfte der Gesamthöhe betragend, Mundränder scharf, durch eine dünne, breite Schwiele verbunden, Spindel verdreht. H. 27—31 mm[1], gr. Br. 13—14 mm, Mh. 14—15 mm, Mbr. 8—9 mm.

[1] Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturkunde in Württemberg. IX. Bd. Jahrg. 1853. p. 220. Taf. V Fig. 17.

Vorkommen: Ziemlich selten im *Sylvana*-Horizont — den kalkigen Mergeln mit *Melanopsis kleini* Kurr — am Deutschhof bei Pflummern, äußerst selten im *Sylvana*-Kalk von Mörsingen bei Zwiefalten (Original in coll. Johner, Riedlingen) und Mundingen bei Ehingen.

Neben dem Typus finden sich dann in Mörsingen, ebenfalls als große Seltenheit, Übergangsformen (eine solche wurde in Fig. 4—4 a abgebildet, das Original befindet sich in coll. Miller.) zu

2. *Limnaea turrita* Klein emend Jooss, var. *milleri* nov. var. Fig. 5—5 a und 6—6 a. Diese zeigt dem Typus gegenüber folgende Unterscheidungsmerkmale: Gewinde verkürzter, letzter Umgang höher und bauchiger, Mündungshöhe fast $\frac{2}{3}$ der Gesamthöhe betragend. Leider fehlen den beiden abgebildeten Exemplaren die Anfangswindungen, so daß sowohl die Zahl der Umgänge als auch die Höhe des Gehäuses bei denselben nur schätzungsweise angegeben werden kann. Erstere mag — nach Analogie zweier weiterer, etwas beschädigter Exemplare — 7—8, letztere 30—31 mm betragen haben. Gr. Br. 15—16 mm, Mh. 19—21 mm, Mbr. 8—9 mm.

Ich benenne diese Varietät nach meinem verehrten ehemaligen Lehrer, Herrn Professor Dr. Konrad Miller in Stuttgart.

Vorkommen: Sehr selten im *Sylvana*-Kalk von Mörsingen (Fig. 5—5 a, Original in coll. Jooss.) und im Sande mit *Helix (Otala) sylvana* Klein von Biberach a. d. Riß (Fig. 6—6 a, Original ebenfalls in coll. Jooss).

Eine weitere, zweifellos auch hierher gehörende Form unterscheide ich als

3. *Limnaea turrita* Klein emend. Jooss, mut. *lacustriformis* nov. mut. Fig. 7—7 a. Char.: Gewinde stark verkürzt, zusammengeschoben, letzter Umgang ziemlich bauchig, oben schwach gekantet. Runzeln kräftig hervortretend, Mündung ca. $\frac{2}{3}$ der Gesamthöhe einnehmend. Leider fehlen bei dem abgebildeten Stück ebenfalls die Anfangswindungen, so daß die Zahl der Umgänge und die Gehäusehöhe bei demselben nur abgeschätzt werden können. Erstere dürfte zwischen $6\frac{1}{2}$ und $7\frac{1}{2}$ geschwankt, letztere ca. 21 mm betragen haben. Gr. Br. 13,2 mm, Mh. 13 mm, Mbr. 7,75 mm.

Vorkommen: Äußerst selten im *Sylvana*-Kalk von Mörsingen. (Original in coll. Johner, Riedlingen.)

Die var. *lacustriformis* erinnert lebhaft an die var. *lacustris* Studer unserer rezenten *L. stagnalis* L., von welcher in Fig. 8—8 a ein Exemplar zum Vergleich mitabgebildet wurde, das vom Bodenseeufer bei Bregenz stammt. (Original in coll. Jooss.) Sie unterscheidet sich jedoch von der var. *lacustris* Studer besonders durch

[1] Zur Bezeichnung der Maße gebrauche ich von jetzt ab folgende Abkürzungen: H. = Höhe, gr. Br. = größte Breite, Mh. = Mündungshöhe, Mbr. = Mündungsbreite, D = Dicke.

geringere Dimensionen der Schale, gewölbtere Umgänge und die Form und Stellung der Mündung. Wie die var. *lacustris* ist sie wohl eine Form des bewegten Wassers [1].

Limnaea turrita Klein emend. Jooss, Typus nebst var. *milleri* und mut. *lacustriformis* wurde bis jetzt nur im Obermiocän Württembergs beobachtet. Was die seither als *L. turrita* Klein von verschiedenen Autoren aus dem Obermiocän von Undorf bei Regensburg a. D.[2], dem Mittelmiocän von Sansan (dép. Gers.)[3] und dem Untermiocän des Mainzer Beckens[4] erwähnten, kleinen Limnaeen betrifft, so glaube ich jetzt, daß es sich hier keinenfalls um Jugendformen von *L. turrita* Klein emend. Jooss oder eine ihrer Varietäten handelt, sondern daß unter dem oben erwähnten Namen seither die Jugend- oder noch wahrscheinlicher die Trockenformen anderer *Limnaea*-Arten zusammengeworfen wurden.

---

[1] Die var. *lacustris* Studer leht nach Geyer („Unsere Land- und Süßwasser-Mollusken". Stuttgart 1909. p. 74) an den flachen Ufern bewegter Seen. Die Gehäuseform der var. *lacustris* läßt sich biologisch wohl folgendermaßen erklären: Um durch den Wellenschlag nicht von seinem Aufenthaltsort losgerissen und ans Ufer gespült zu werden, bedarf das Tier einer größeren Adhäsionsfläche, es muß daher den letzten Umgang seines Gehäuses entsprechend erweitern. Um ferner den Wellen möglichst wenig Angriffsfläche zu bieten, bleibt das Gehäuse kleiner und das Gewinde wird mehr zusammengeschoben. Die stärker als beim Typus ausgeprägten Anwachsstreifen der Umgänge dürften ihre Erklärung vielleicht in dem durch das Anklammern bedingten größeren Aufwand an Muskelkraft finden?

[2] Vergl. hierüber: v. Ammon, L., Ein Beitrag zur Regenshurger Tertiärfauna. Correspondenzblatt d. zool.-mineralog. Ver. zu Regensburg. 27. Jahrg. 1873. p. 189. — Clessin, S., Die tertiären Binnenconchylien von Undorf. Ebenda. 31. Jahrg. 1877. p. 38. — Clessin, S., Die Conchylien der obermiocänen Ablagerungen von Undorf. Malakozool. Blätter. N. F. Bd. VII. 1884. p. 88. — Clessin, S., Die Conchylien etc. Berichte d. naturw. Ver. zu Regensburg. IV. Heft für die Jahre 1892—1893. p. 25. — Clessin, S., Die Conchylien etc. Ebenda. XIII. Heft für die Jahre 1910—1911. p. 12.

[3] Sandberger, F., Die Land- u. Süßwasser-Conchylien d. Vorwelt. Wiesbaden 1870—75. p. 581. Taf. XXVIII Fig. 26—26 b. — Bourguignat, S. R., Histoire malacologique de la colline de Sansan. Bibliothèque de l'école des hautes études; Sect. de sciences nat. T. XXII. 1881. Art. No. 3. p. 117. pl. 6 fig. 200—201.

[4] Böttger, O., Die fossilen Mollusken der Hydrobienkalke von Budenheim bei Mainz. Nachrichtshlatt d. deutschen Malakozool. Ges. 40. Jahrg. 1908. p. 153. — Jooss, C. H., Die Molluskenfauna der Hydrobienschichten des Hessler hei Mosbach-Biebrich. Jahrbücher d. Nassanischen Ver. f. Naturk. in Wiesbaden. 64. Jahrg. 1911. p. 71. No. 44. — Wenz, W., Die unteren Hydrobienschichten des Mainzer Beckens, ihre Fauna und ihre stratigraphische Bedeutung. Notizhlatt d. Ver. f. Erdkunde u. d. Großh. geol. Landesanstalt zu Darmstadt f. d. Jahr 1911. IV. Folge. 32. Heft. p. 157. No. 11. — Fischer, K., und Wenz, W., Verzeichnis und Revision der tertiären Land- und Süßwasser-Gastropoden des Mainzer Beckens. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXIV. 1912. p. 490.

Den Herren Professor Dr. Konrad Miller, Stuttgart, und Verwaltungsaktuar Alfred Johner, Riedlingen a. D., welche mir die in ihren Sammlungen befindlichen Exemplare von *L. turrita* Klein emend. Jooss bereitwilligst zur Untersuchung anvertrauten, ferner Herrn Professor Dr. Eberhard Fraas, welcher mir in liebenswürdigster Weise die Untersuchung der in der hiesigen Kgl. Naturaliensammlung befindlichen Klein'schen Originalexemplare von *L. turrita* gestattete, sowie Herrn Oberlehrer D. Geyer, Stuttgart, welcher mich in bekannt freundlicher Weise mit rezentem Vergleichsmaterial unterstützte, sei an dieser Stelle nochmals herzlichst gedankt.

Literatur.

1853. *Limnaeus turritus* Klein, Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturkunde in Württemberg. IX. Jahrg. p. 220. Taf. V Fig. 17.

1874. *Limnaeus turritus*, Sandberger, Die Land- und Süßwasserconchylien d. Vorwelt. p. 581. Taf. XXVIII Fig. 26—26 b.

1874. *Limnaeus* sp., Sandberger, Die Land- und Süßwasserconchylien d. Vorwelt. p. 582.

1877. *Limnaeus stagnaloides* Miller in schedulis.

1883. *Limnaeus turritus*, Engel, Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. I. Aufl. p. 286.

1896. *Limnaeus turritus*, Engel, Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. II. Aufl. p. 406.

1904. *Limnaeus stagnaloides*, Kranz, Dies. Centralbl. 1904. p. 537 u. 550.

1908. *Limnaeus stagnaloides*, Engel, Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. III. Aufl. p. 534 u. 560.

1908. *Limnaeus turritus*, Engel, Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. III. Aufl. p. 564.

Figurenerklärung.

Fig. 1—1 a. *Limnaea turrita* Klein emend. Jooss, Typus, Obermiocän, Mörsingen.

„ 2—2 a. „ *stagnalis* L. var. *vulgaris* Wstld., mittleres Pleistocän, Cannstatt-Stuttgart.

„ 3—3 a. „ *stagnalis* L. var. *vulgaris* Wstld, rezent, Achensee, Nordtirol.

„ 4—4 a. „ *turrita* Klein emend. Jooss, Übergang zur var. *milleri* Jooss, Obermiocän, Mörsingen.

„ 5—5 a. „ *turrita* Klein emend. Jooss, var. *milleri* Jooss, Obermiocän, Mörsingen.

„ 6—6 a. „ *turrita* Kl. emend. Jooss, var. *milleri* Jooss, Obermiocän, Biberach a. d. Riss.

„ 7—7 a. „ *turrita* Klein emend. Jooss, var. *lacustriformis* Jooss, Obermiocän, Mörsingen.

„ 8—8 a. „ *stagnalis* L. var. *lacustris* Studer, rezent, Bodenseeufer bei Bregenz.

Berichtigung.

In meiner „Vorläufigen Mitteilung über eine vermutlich alttertiäre Schneckenfauna aus dem Ries", dies. Centralbl. 1911, Heft 3, p. 88—91, sind einige Berichtigungen nötig, es soll heißen:

p. 89, Linie 8, „ein eigenes Subgenus" statt „eine eigene Sektion".
„ 89, unten in der Anmerkung, sind die Artennamen von „*P. bohemica* Böttger" auf Linie 10 bis „*P. malleolata* Sandb." auf Linie 12 zu streichen. (Vergl. hierüber auch Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturkunde in Württemberg. 68. Jahrg. 1912. S. 164, unten, Anmerkung 2.)
„ 90, Linie 15, „*Limnaea pachygaster*" statt „*Limnus pachygaster*".
„ 90, „ 32, „Dunker" statt „Duncker".
„ 90, „ 34, „im unteren Untermiocän Südfrankreichs" statt „im oberen Oligocän Südfrankreichs".
„ 90, „ 39, beide Male „Noulet" statt „Moulet".
„ 90, „ 44, „*Ericia schneidi*" für „*Ericia schneidti*".
„ 91, „ 2, „Schneid" für „Schneidt".
„ 91, „ 4, 5, 6 „in den oberen Horizont der unteren Süßwasserkalke, also ins oberste Oligocän, zu verweisen.

C. H. Jooss, Stuttgart.

Personalia.

Angenommen: Professor Dr. J. F. Pompeckj in Göttingen einen Ruf als Nachfolger von Professor Dr. E. v. Koken in Tübingen.

Berufen: Dr. Eberhard Rimann, Privatdozent für Mineralogie und Geologie an der Technischen Hochschule in Dresden, von der Regierung der Vereinigten Staaten von Brasilien als Nachfolger von Professor E. Hussac an die Geologische und Mineralogische Landesanstalt in Rio de Janeiro für den Posten eines Chefmineralogen und Petrographen.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Zur Bauxitfrage.

Von **Fran Tućan** in Zagreb (Agram, Kroatien).

1.

E. Dittler und C. Doelter haben in diesem Centralblatte[1] und der Kolloid-Zeitschrift[2] ihre Untersuchungen über die Bauxitfrage publiziert, die meiner Meinung nach einer Richtigstellung bedürfen. Die beiden Autoren vertreten die Ansicht, daß Bauxit kein Gestein, sondern ein Mineral sei. Neben den zwei kristallisierten Tonerdehydraten: Diaspor und Hydrargillit (Gibbsit), existiert noch ein amorphes Tonerdehydrat: Bauxit, und diese drei Tonerdehydrate bilden zusammen mit Limonit, Roteisen, Kaolin (Ton) Gesteine. Die Gesteine, welche Diaspor als Hauptmenge enthalten, bezeichnen erwähnte Autoren nach dem Vorgange P. Krusch's als Diasporite, und demnach könne man analog Gesteine mit vorwiegendem Gibbsit als Gibbsitite bezeichnen. Die aus Diaspor und Gibbsit mit Eisenoxyden, Kaolin bestehenden Massen fassen die beiden Autoren als Kristalloid-Alumolithe zusammen. Kolloid-Alumolithe bezw. Bauxite seien ihrer Meinung nach jene Gesteine, deren Hauptmasse aus Bauxit besteht.

Diesen Ansichten möchte ich nicht beipflichten. Nach den umfangreichen Untersuchungen an vielen Bauxiten und an Terra rossa, die Professor M. Kišpatić und ich durchführten[3], geht unzweideutig hervor, daß wir im Bauxit ein Mineralgemenge vor uns haben. Bauxit ist eine Gesteinsart, deren Hauptgemengteil aus Tonerdehydrat, $Al_2O_3 . H_2O$ besteht. In den meisten Fällen ist dieses Tonerdehydrat eine kolloide Modifikation des Diaspors, die Professor M. Kišpatić als Sporogelit bezeichnete. Nach der überwiegenden Menge des Sporogelits oder Diaspors kann man von Sporogelitbauxit oder Diasporbauxit sprechen. Sporogelitbauxite sind viel ver-

[1] E. Dittler und C. Doelter, Zur Charakteristik des Bauxits. Dies. Centralbl. 1912. p. 10. — Zur Nomenklatur der Tonerdehydrate. Ibidem. 1912. p. 104.

[2] E. Dittler und C. Doelter, Die Anwendung der Kolloidchemie auf Mineralogie und Geologie. Bauxit ein natürliches Tonhydrogel. Kolloid-Zeitschrift. 9. 1911. p. 282.

[3] Fr. Tućan, Terra rossa, deren Natur und Entstehung. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXIV. p. 401. — M. Kišpatić, Bauxite des kroatischen Karstes und ihre Entstehung. Ibid. p. 513.

breiteter als Diasporbauxite, und wenn die letzteren vorkommen, enthalten sie immer Sporogelit in ziemlicher Menge. Hydrargillit erscheint nach bisherigen Untersuchungen in Bauxiten nie in solcher Menge, daß man von Hydrargillitbauxiten sprechen könnte. Höchstens könnte die Rede von hydrargillitführenden Sporogelit- bezw. Diasporbauxiten sein.

Auch die Bezeichnung „Wocheinit“ und „Kljakit“ sind unrichtig, da das Material, welches man mit diesen Benennungen bezeichnet, nichts anderes ist als echter Bauxit.

2.

Ebenso werden nach unseren Untersuchungen die Ansichten von F. Cornu und M. Lazarević[1] über den Bauxit und seine „Adsorptionsverbindungen“ hinfällig, da Bauxit keine „vollkommen homogene[2] und isotrope“ Masse ist und da sein SiO_2- und TiO_2-Gehalt von mechanisch beigemengten Quarz- (und einem mehligen SiO_2, dann von einem Kieselsäuregel, $SiO_2 . 2H_2O$) und Titanmineralen (hauptsächlich Rutil) herrührt. (Vergl. auch meinen Aufsatz im Beil.-Bd. XXXIV. p. 427.) P_2O_5, CaO und SO_3, welche Bestandteile man in manchen Bauxitanalysen anführt, stammen unzweideutig von Apatit, Calcit, Gips und Anhydrit, welche Minerale ich im unlöslichen Rückstande der Kalke und Dolomite und in der Terra rossa gefunden habe. Gerade so ist es mit der Vanadinsäure, welche in einigen Bauxiten konstatiert wurde: sie kann von Vanadinmineralen stammen, obgleich dieselben bis jetzt in Bauxiten (und Terra rossa) noch nicht gefunden wurden.

3.

Bei dieser Gelegenheit möchte ich nur einige Worte über die Adsorptionsverbindungen im Mineralreiche sagen. Mit der Deutung dieser Verbindungen muß man überhaupt sehr umsichtig

[1] F. Cornu und M. Lazarević, Adsorptionsverbindungen im Mineralreiche. Kolloid-Zeitschr. 4. 1909. p. 295.

[2] Cornu und Lazarević schreiben: „U. d. M. erweisen sich die eisenreichen Bauxite vollkommen homogen und isotrop, weshalb angenommen werden muß, daß hier kein mechanisches Gemenge vorliegt. Sehr viele Bauxite enthalten ferner, abgesehen von SiO_2, das wohl sicher in Form von Tonerdekieselsäuregel vorhanden ist, P_2O_5, V_2O_5, SO_3, CaO. Die Phosphorsäure ist sicher adsorptionsartig gebunden, da Übergänge zum reinen Aluminiumphosphat bekannt sind. Die Vanadinsäure, welche gleichfalls häufig vorkommt, spielt entweder eine analoge Rolle wie die Phosphorsäure, oder liegen Gelgemenge, entstanden aus entgegengesetzt elektrisch geladenen Hydrosolen, vor, oder aber es handelt sich um Gelgemenge im Sinne des Cassius'schen Purpurs. Viele Bauxite enthalten ferner Titansäure. Auch diese Vorkommen erscheinen u. d. M. vollkommen homogen.“

sein, da man aus chemischen Analysen keinen Schluß auf dieselben ziehen kann. Viele (amorphe) Minerale enthalten z. B. in solcher Menge Kieselsäure, daß man dieselben sehr leicht als kieselsaure Verbindungen zusammenfassen könnte. Als ein gutes Beispiel für einen solchen Fall führe ich die chemische Analyse eines weißen Bauxits von Skočaj im kroatischen Karste an:

SiO_2	44,48
TiO_2	1,20
Al_2O_3	38,24
Fe_2O_3	0,51
CaO	0,89
H_2O	13,98
CO_2	0,75
	100,05 [1]

Aus der angeführten Analyse kann man nur den Schluß ziehen, daß wir es hier mit einem wasserhaltigen Aluminiumsilikate zu tun haben. Und auch nach den mikroskopischen Untersuchungen müßten wir schließen, daß vor uns ein solches vorliege. Und doch ist dem nicht so, denn nach genauen Untersuchungen besteht dieser Bauxit aus Sporogelit, welchem eine ziemlich große Menge (32 · 49 %) des mehligen SiO_2 mechanisch beigemengt ist. Dieses SiO_2 aber können wir dann im Präparate u. d. M. nicht wahrnehmen, weil es in so feinem Staube vorkommt, daß man es neben Sporogelit nicht bemerken kann. Daß ein solches SiO_2 in der Natur als eine selbständige Verbindung wirklich existiert, habe ich schon bei einer anderen Gelegenheit bewiesen [2]. Wenn ich mit diesem Bauxite dieselben Löslichkeitsversuche wie mit jenem mehligen SiO_2 unternehme, so erziele ich ganz dieselben Resultate. Ein Teil der SiO_2 (11 · 99 %) ist im Sporogelit auch als Kieselsäuregel, $SiO_2 . 2H_2O$ mechanisch adsorbiert.

Daß man die Homogenität eines Minerals mikroskopisch nicht immer bestimmen kann, geht aus folgendem Beispiele klar hervor. Ich habe einen Bauxit von Grgin brieg (in Kroatien) analysiert. Die Analyse ergab:

SiO_2	23,53
Al_2O_3	25,69
Fe_2O_3	38,23
CaO	0,18
Glühverlust	12,30
	99,93 [3]

[1] Mit Spuren von MnO, MgO, Li_2O, Na_2O und K_2O.

[2] Fr. Tućan: Ein mehliges Siliciumdioxyd. Dies. Centralbl. 1912. p. 296.

[3] Mit Spuren von TiO_2, Li_2O, Na_2O, K_2O.

Was kann man aus dieser Analyse entnehmen? Liegt hier ein Eisenaluminiumsilikat oder ein mechanisches Gemenge vor? Wenn man das zur Analyse benützte Material u. d. M. untersucht, so erweist es sich als eine vollkommen homogene und isotrope Masse. Und doch ist dies kein homogenes Material, sondern ein typisches mechanisches Gelgemenge. Auf optischem Wege können wir nicht zwei amorphe (kolloide) Substanzen eine von der anderen unterscheiden, wenn dieselben miteinander vorkommen. So ist z. B. Sporogelit, der nur ein wenig Hämatogelit (Fe_2O_3) als adsorbiertes Gelgemenge enthält, dem reinen Hämatogelit u. d. M. vollkommen gleich. Ebenso ist vollkommen reiner Sporogelit demjenigen, der über 40 % mehligen SiO_2 enthält, gleich, usw.

Und so sind gleich dem Bauxit meiner Meinung nach auch viele amorphe Minerale, welche man heute als wasserhaltige Aluminiumsilikate betrachtet, nichts anderes als Tonerdehydrate mit verschiedenen mechanisch adsorbierten Gelgemengen.

Zagreb (Agram), Min.-petrogr. Institut, 1912.

Ueber ein Vorkommen von Epidotadinole und gefritteten Sedimenten aus dem Süden der Republik Uruguay.

Von **Karl Walther** in Montevideo.

Mit 2 Textfiguren.

In einer früheren Veröffentlichung[1] war schon kurz von einem Vorkommen die Rede, das den südlichsten Vorposten der brasilisch-uruguayischen „Gondwana-Formation" bildet. Die Zuweisung jenes isolierten Vorkommens von Piedras de Afilar östlich Montevideo zum hangenden Teile der permo-mesozoischen Überdeckung, d. h. zu den São Bento-Schichten, ergab sich wesentlich aus der Art der Lagerung dieser Bildungen, ein Horizontierungsverfahren, das sich aus dem Fossilmangel der Schichten und dem Fehlen des wichtigen Vergleichshorizontes, der sogen. Serra Geral-Effusivdecken, ergab.

Es soll nun im folgenden auf Grund einer petrographischen Beschreibung[2] versucht werden, für jene stratigraphische Behauptung eine neue Stütze aufzustellen und so das Fehlen des Vergleichshorizontes zu ersetzen.

[1] K. Walther, Über Transgressionen der oberen „Gondwana-Formation" in Südbrasilien und Uruguay. Dies. Centralbl. 1912. p. 398.

[2] Dieselbe stützt sich sowohl auf die von mir gesammelten Stücke, als auf Teile einer Sammlung von uruguayischen Gesteinen, die durch Herrn A. Flossdorf in Buenos Aires zusammengebracht und von Herrn Dr. A. Gallinal der Geologischen Abteilung der Landwirtschaftlichen Hochschule hier geschenkt wurde.

Wie erwähnt, zeichnen sich die in einer Anhöhe isoliert aus dem Diluvium herausragenden, z. T. in einem Steinbruche aufgeschlossenen Schichten von Piedras de Afilar petrographisch durch eine starke sekundäre Verhärtung aus, „derzufolge die Tonschiefer stellenweise ihre Schichtung verlieren und die weißlichen und rötlichen Sandsteine massigen quarzitischen Charakter annehmen“ (l. c. p. 404). Dabei wurde daran erinnert, daß C. Guillemain[1] den genannten petrographischen Charakter einer Silifizierung zugeschrieben habe, und der Gedanke ausgesprochen, daß dieser Vorgang mit der reichlichen Emanation von kieseligen Lösungen in analogen Vorkommen in Einklang stehen würde. Die Beschaffenheit einer Anzahl Schliffe der vorliegenden Gesteine weist jedoch, wie gezeigt werden soll, auf eine andere Art der Umwandlung hin.

Die mesozoischen, nach SW einfallenden Sedimentgesteine von Piedras de Afilar setzen sich von oben nach unten aus z. T. feinsandigen sonst tonigen Schiefern[2], hellen Quarzitsandsteinen und rötlichen Sandsteinen zusammen. Über die Mächtigkeit dieser Abteilungen läßt sich leider nichts aussagen, da Karten bis auf die Übersichtskarte der Republik in 1 : 500 000 fehlen und die Aufschlüsse mit Ausnahme des von den Sandsteinen eingenommenen Gebietes sehr mangelhaft sind. Letztere stehen in den höheren Teilen der genannten Anhöhe an, während die Schiefer an der Westseite der Höhe größtenteils von Lehm bedeckt sind und nur vereinzelt in Wasserrissen zutage treten.

I. Geologische Beschreibung.

Es ist möglich, daß sich innerhalb der Schiefer ein jüngerer, rein pelitischer, und ein älterer, fein-psammitischer zu den Sandsteinen überleitender Horizont unterscheiden lassen würde, wenn die Aufschlüsse besser wären. Man beobachtet nämlich an einer Stelle, die näher dem Hangenden des Sandsteins gelegen ist, ein etwas gröberes Gesteinskorn bei lichtgrauer matter Färbung. Die Schichtung ist fast gänzlich verschwunden und markiert sich nur noch durch eine schwache Streifung. Im Gegensatze zu diesen schwach sandigen Bildungen zeigen sich an anderer Stelle dunkle Tonschiefer mit schwachem Glanz, deren Fissilität z. T. besser erhalten geblieben ist, die aber einen stark gealterten „paläo-

[1] Der erste Versuch einer geologischen Karte von Uruguay. Petermann's Mitteilungen. 1910. II. p. 306.

[2] Ich gebrauche hier vorläufig diesen Ausdruck — obwohl die Gesteine teilweise fast massigen Charakter haben — mit Hinsicht darauf, daß dieser erst sekundär erworben wurde. Weiter unten bei der Beschreibung des mikroskopischen Befundes soll eine Bezeichnung eingeführt werden, die durch Hervorkehrung des am meisten bezeichnenden Gesteinskomponenten dem augenblicklichen Zustande besser gerecht wird.

zoischen" Habitus aufweisen, der von demjenigen der analogen Bildungen in der älteren „Santa Catharina-Formation" merkbar absticht.

Man denkt bei diesen Beobachtungen unwillkürlich sofort an Beeinflussung durch die Hitzewirkung eines benachbarten Eruptivgesteins, da von einer Umwandlung durch mechanische Kräfte bei den zwar aufgerichteten, aber keineswegs gefalteten Sedimenten keine Rede sein kann. Seltsamerweise läßt sich jedoch bei dem Vorkommen nahe der Bahnlinie außer einigen losen Bröckchen stark verwitterten basischen Eruptivgesteins nichts nachweisen, was die Umwandlung der Tonschiefer hätte verursachen können. Bei einem anderen Fundpunkte zeigt sich dagegen ein massenhaftes Vorkommen eines schmutzig dunkelgrünen, spezifisch schweren und äußerst zähen Eruptivgesteins, das in zahlreichen kugeligen Gebilden von Faust- bis über Kopfgröße den Boden bedeckt und auch in Blöcken — offenbar dem Ausstreichen geringmächtiger Gänge — in der Nähe ansteht.

Wir haben es hier mit einem Mitgliede jener Diabas-Melaphyrfamilie zu tun, deren Eruption in teils gang-[1], teils deckenförmiger[2] Gestalt in die Zeit der hangenden São Bento-Schichten

[1] Vergl. als Beispiel hierzu C. Guillemain, Zur Geologie Uruguays Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 63 1911. Monatsber. p. 208. Fig. 3.

[2] Vergl. hierzu K. Walther, Über permotriassische Sandsteine und Eruptivdecken etc. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXI, worauf auch hinsichtlich der hier gewählten Definition der Begriffe Diabas und Melaphyr, sowie die Ausscheidung des Begriffes Basalt aus der Alkalikalkreihe hingewiesen sei (l. c. p. 600). Als einziger Rest der Basaltfamilie bliebe der Dolerit (in der Mehrzahl seiner Vorkommen), auf dessen nahe Verwandtschaft mit intersertalen Diabasen A. Schwantke wiederholt hingewiesen hat (z. B. dies. Centralbl. 1910 p. 673). Den Rest dieser Dolerite = Diabase würde man als doleritartige (intersertale) Basalte und die Alkalidiabase als diabasartige Basalte z. T. mit intersertaler Struktur zu bezeichnen haben, während die Vorkommen „echter" Basalte mit „pazifischem" Charakter bei dem „Trapp" E. Weinschenk's unterzubringen wären. Es würde sich auf diese Weise verhalten

$$\begin{array}{c}\text{Basalt bezw. diabasartiger Basalt} \\ \text{Intersertalem Basalt, z. T. diabasartig}\end{array} = \begin{array}{c}\text{Porphyrischer Diabas} \\ \text{Diabas}\end{array}$$

$$\text{und } \frac{\text{Trapp}}{\text{Dolerit}} \text{ und } \frac{\text{Melaphyr}}{\text{Tholeiit}}.$$

Die Unterbringung der Alkalidiabase bei den „Basalten" halte ich für vorteilhafter als die bei den Essexiten und Theralithen. O. H. Erdmannsdörffer, der die Namen Essexit- und Theralith-Diabas vorschlägt (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1907. Monatsber. p. 16) gibt selbst an, daß diese Gesteine sich zum Essexit und Theralith verhalten wie die Diabase zu den Gabbrogesteinen. Diabas sensu stricto bliebe also ein Alkalikalkgestein ebenso wie Melaphyr und Trapp. Die Brögger'sche Bezeichnung Essexitmelaphyr halte ich deshalb nicht für glücklich. Wie unabhängig ein „echter" Diabas vom geologischen Alter und von mechanischer Beeinflussung sein kann, wird im folgenden gezeigt werden.

fällt und deren Neigung zu kugeliger Absonderung ich l. c. erwähnt habe.

Aber auch dieses diabasartige gangförmige Gestein kann die geschilderte Umwandlung nicht hervorgerufen haben, denn abgesehen davon, daß es gerade bei dem erstgenannten Vorkommen bis auf geringe Spuren fehlte, weist der andere Fundpunkt einen nur stark gealterten Tonschiefer auf, dessen Schichtung jedoch nahezu erhalten blieb. Zudem zeigt sich mit aller Deutlichkeit, daß der Einfluß des gangförmigen Eruptivgesteins begreiflicherweise ein ganz beschränkter wenn auch sehr intensiver war: er reichte nur auf ein bis zwei Handbreiten in den Tonschiefer und wandelte diesen in ein äußerst hartes, muschelig und scharfgratig brechendes hornfelsähnliches Gestein um[1]. Seine Farbe, ein gelbliches Grün, läßt es schon makroskopisch als ein Epidotgestein erkennen. Die ursprüngliche Fissilität des Tonschiefers ging ganz verloren und markiert sich lediglich noch durch eine Art Maserung, die, im frischen Gestein kaum sichtbar, bei der Verwitterung hervortritt. An der Oberfläche überzieht sich das Gestein mit einer bis 1 mm starken, schwach erdigen weißlichen Rinde, die durch blasser gefärbtes Gestein allmählich in den gelbgrünen Hornfels überführt. Wo in dieser hellen Rinde sich noch eine schmale bräunliche Zone wenig unterhalb der Oberfläche befindet, dürfte es sich um eingedrungene limonitische Substanz handeln, zumal da diese Erscheinung nur an den Schichtköpfen auftritt. Beide Vorgänge rufen eine Lockerung hervor, derart, daß am Ausstreichen die ursprüngliche Schichtung wieder sichtbar wird.

Die Unterlagerung des Tonschiefers durch den Quarzitsandstein ist nicht aufgeschlossen. Mit seinem Beginn wächst der Böschungswinkel der Anhöhe merklich. Er ist ein einfarben weißliches oder durch Fe-Verbindungen rötlich gesprenkeltes sehr hartes Gestein, das vorübergehend in Montevideo zum Pflastern benützt wurde, eine Verwendung, von der aber, da sich das Material als sehr klüftig erwies, wieder Abstand genommen wurde. Wegen seiner Härte ragt das Gestein überall gratartig aus dem Boden heraus, der begreiflicherweise sehr nährstoffarm, trocken und wenig tiefgründig ist und infolgedessen außer dürftigem Graswuchs nur Kaktuspflanzen trägt.

Unter dem Quarzit befindet sich, durch den erwähnten Steinbruch aufgeschlossen, ein massiger Sandstein, der in seiner

[1] Leider läßt sich dieses Produkt nirgends im Kontakt mit dem Eruptivgestein nachweisen, sondern findet sich nur in dessen nächster Umgebung in losen, sehr verschieden großen Stücken. Dies deutet wohl darauf hin, daß der Kontakt-„Hof“ an Durchmesser sehr variiert, ja vielleicht stellenweise sich gar nicht gebildet hat.

rötlichen Farbe und seinem ziemlich feinen Korn an l. c. von mir aus dem Norden des Landes beschriebene Gesteine erinnert. Seine Bestandteile sind allerdings weit inniger zementiert, doch reicht seine Härte nicht an die des oben geschilderten Quarzitsandsteins.

II. Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung.

1. Diabas.

U. d. M. erkennt man, wie das wenig frische Gestein vorwiegend aus uralitischer blaßgrüner Hornblende gebildet wird, deren (nicht starker) Pleochroismus sich zwischen schwach bläulichgrün nach c, gelblichgrün nach b und fast farblos nach a bewegt. Das Mineral zeigt keine kristallographische Begrenzung, sondern bildet zerfaserte Individuen, die pinselartig endigen und auf diese Weise innig verbunden sind, eine Erscheinung, welche die große Zähigkeit des Gesteins erklärt. Die Fasern sind meist verbogen und verquetscht, was auf Volumzunahme bei der Uralitisierung hindeutet. Welchen Ursachen dieser Prozeß in unserem Falle zuzuschreiben ist, mag nur negativ dahin entschieden werden, daß es sich dabei nicht um gebirgsbildende Vorgänge gehandelt haben kann, wie ohne weiteres aus der bereits angegebenen Lagerung der umgebenden Schichten hervorgeht. Auch an kontaktmetamorphe Einflüsse durch eine — in der Tiefe steckende und gänzlich hypothetische — granitische Masse ist nicht zu denken, so sehr unser Gestein makro- und mikroskopisch einem deutschen Gestein, das auf diesem Wege entstand[1], ähnlich ist. Denn sowohl nach den Untersuchungen C. Guillemain's[2] als auch nach meiner eigenen Kenntnis der hiesigen geologischen Verhältnisse gehört der Granit als verbreitetster Repräsentant der intrusiven Bildungen ausschließlich dem sogen. Grundgebirge an und findet sich nicht in jüngeren Schichten. Man muß daher hier wohl an eine durch postvulkanische Prozesse bedingte Gesteinszersetzung denken, wie E. Weinschenk es bei der Grünsteinbildung und Saussuritisierung nebst Uralitisierung tut[3]. — Die Menge des zwillingsgestreiften Feld-

[1] „Hornblendegestein vom Knoblauchsberg im Erzgebirge" aus der Sammlung von 73 Gesteinen und Dünnschliffen als Belegstücke für Kontaktmetamorphose. Herausgegeben von Dr. F. Krantz in Bonn, beschrieben von Prof. Dr. W. Bruhns.

[2] l. c. p. 208.

[3] Allgemeine Gesteinskunde. 2. Aufl. p. 150. Es möge im Zusammenhange hiermit daran erinnert sein, daß A. Schwantke (dies. Centralbl. 1910. p. 174) den immer noch nicht erklärten hohen Gehalt an Natrium, der für den Diabaskontakt oft so bezeichnend ist, als Begleiterscheinung der Eruption aufgefaßt wissen möchte. Ob die Na-Injektion gleichzeitig mit der Eruption erfolgte oder nicht, vielmehr zusammen mit der Er-

spats ist scheinbar nicht groß, es ist jedoch zu bedenken, daß dieses Mineral einerseits vielfach in Klinozoisit umgewandelt und von der „schilfigen" Hornblende (die gleichfalls das genannte sekundäre Mineral lieferte) häufig förmlich überwuchert wurde. Anderseits entgeht der Feldspat oft dadurch der Beobachtung, daß er pseudomorph durch chloritische Substanz mehr oder weniger verdrängt wurde. Welches Glied der Plagioklasreihe vorliegt, läßt sich unter diesen Verhältnissen optisch natürlich nicht definieren. — Ilmenit bezw. titanhaltiger Magnetit ist im frischen Gestein sicher reichlich vorhanden, in den vorliegenden Präparaten ist das Mineral zum größten Teil in Leukoxen übergeführt, wobei am restierenden Metall Schalenbau mehrfach gut hervortritt.

2. Epidotschiefer.

Schon aus der obigen Erwähnung vom Vorkommen eines epidotreichen hornfelsartigen Kontaktproduktes wird man ersehen haben, daß der früher gebrauchte Ausdruck toniger bezw. sandiger Schiefer einen chemischen Komponenten außer acht läßt, der für den in Rede stehenden stratigraphischen Horizont in hohem Maße charakteristisch ist: das Calcium. Dieses Element findet sich — wie im folgenden Abschnitt zu zeigen sein wird — in dem Hornfelse ebenso wie in den „Schiefern" in großer Menge als Silikat in der Form von Angehörigen der Epidotgruppe. Ich behalte also das Grundwort „Schiefer" bei, obwohl, wie oben schon gesagt wurde, nur ein Teil der Gesteine seine Fissilität behalten hat, und füge als Bestimmungswort den charakteristischen Bestandteil Epidot hinzu.

Das Korn der Epidotschiefer ist mit einer Ausnahme — die, wie zu Anfang bereits gesagt, vielleicht einem tieferen Horizont angehört — das sehr feine pelitischer Bildungen, wodurch bekanntlich die mineralogische Definition der Komponenten bedeutend erschwert wird.

In jenem etwas gröber klastischen Gesteine enthüllt sich schon bei der Anfertigung des Schliffes die sekundär verloren gegangene Schichtung. Es zeigt sich u. d. M., daß sie bedingt wurde durch Lagen gröberen Materials, unter dem in erster Linie natürlich Bröckchen von Quarz, dann aber auch von zwillingsgestreiftem Feldspat und vereinzelt von Epidot zu beobachten

starrung des Magmas und postvulkanisch — wie bei A. Schwantke aus der Anführung der Zeolithisierung und „juveniler" Emanationen hervorgeht —, ist in unserem Falle belanglos. Im Falle einer nach der eigentlichen Eruption erfolgten Na-(und SiO_2-)Zufuhr würde sich auch der Widerspruch gegen die herrschende Meinung klären, wonach im normalen Intrusivgesteinskontakt der chemische Bestand sich wesentlich nicht ändert (man vergl. hierzu O. H. Erdmannsdörffer in dies. Centralbl. 1910. p. 797).

sind. Die Erhaltung dieses gröberen Materials erhellt aus dem oben über die fast ungestörte Lagerung des Gesteinskomplexes Gesagten.

An der Zusammensetzung der Epidotschiefer insgesamt beteiligen sich — außer Quarz und nicht näher zu deutender, in winzigen rostbraunen Körnchen auftretender ferritischer Substanz — die Komponenten: chloritisches Mineral, Epidot und kohlige Substanz.

Ob sich unter den allerorts reichlich vorhandenen farblosen oder schwach gefärbten glimmerähnlichen Blättchen außer den chloritischen Bestandteilen auch ein Mitglied der Glimmerfamilie verbirgt, kann ich mit Sicherheit nicht sagen. Auch die Zurechnung zu einer bestimmten Spezies der erstgenannten Silikate stößt auf Schwierigkeiten. Auf den Biotit als Ausgangsmaterial derselben[1] dürften schon die massenhaft vorhandenen, z. T. in deutlichem Zusammenhange mit den chloritischen Blättchen stehenden limonitischen Körnchen deuten.

Hinsichtlich der Anordnung des in Rede stehenden Minerals verdient hervorgehoben zu werden, daß in zwei parallel zur Schichtung gerichteten Schliffen neben basalen auch große Mengen leistenförmiger Blättchen sich finden, die in zwei nahezu senkrecht zueinander verlaufenden Systemen angeordnet sind. Eine Erklärung hierfür vermag ich nicht anzugeben. Ferner zeigt sich, daß in demselben Gestein sich eine Art schwacher Fleck- oder Knotenstruktur mikroskopisch dadurch ausspricht, daß der Glimmer vereinzelt zu kleinen Häufchen zusammentritt. Sie bestehen, wie man bei starker Vergrößerung erkennt, aus parallel angeordneten und zusammen auslöschenden Blättchen, deren Ebene senkrecht zur Schichtung liegt. Eine Anreicherung kohliger Substanz in diesen Flecken — wie dies aus den Granitkontakthöfen bekannt ist — läßt sich jedoch nicht feststellen.

Die leistenförmigen Blättchen des Minerals sind meist farblos, etwas größere Individuen zeigen jedoch mehrfach eine schwache Färbung und geringen Pleochroismus zwischen gelblichgrün parallel den Spaltrissen und fast farblos senkrecht hierzu. Im Gegensatze zu den flächenförmigen weisen die farblosen, Spaltrisse führenden Schnitte lebhafte Interferenzfarben auf, bei gerader Auslöschung und positivem Charakter der Zone. Gefärbte pleochroitische Individuen dagegen sind außerordentlich schwach doppelbrechend. Basale spaltrißfreie Blättchen, die z. T. ausgebleicht und schwach lichtbrechend sind, z. T. sich bei gelbgrüner Färbung durch geringe Doppelbrechung verraten, geben im konvergenten polarisierten Licht häufig ein gutes Achsenbild mit negativem Charakter der Bisektrix und zugehörigem Achsenwinkel von beträchtlicher Größe.

[1] Vergl. H. Rosenbusch, Mikroskop. Physiographie. 4. Aufl. II, 2. p. 1311.

Der faserige Charakter der leistenförmigen Chloritblättchen und ihre meist höhere positive Doppelbrechung unterscheiden sie von einer der gleich zu schildernden Varietäten der Epidotgruppe. Die Angehörigen derselben häufen sich in dichten, z. T. wenig durchsichtigen körnigen Massen an und stellen dem Studium infolge außerordentlicher Kleinheit der Individuen beträchtliche Schwierigkeiten entgegen, so daß man stets eine 4—500fache Vergrößerung benötigt. Hervorzuheben ist, daß in zwei Gesteinen außer den regellos verteilten Kriställchen und Körnchen noch eine Anordnung gleicher, sehr feiner und schwer durchsichtiger Produkte in langgezogenen, unregelmäßig gestalteten und gewundenen parallel gerichteten Bändern zu beobachten ist. Schon aus dieser Anordnung, mehr aber noch aus erhalten gebliebenen Resten des ursprünglichen Minerals läßt sich schließen, daß man es hier mit einer Verdrängungspseudomorphose von Epidot nach Chlorit zu tun hat, analog wie dies nach Biotit bekannt ist.

Es sind mindestens zwei Ausbildungsweisen des Calciumsilikates vorhanden und es ist bemerkenswert, daß sie stets in der Art miteinander verwachsen sind, daß das fast ausschließlich in körnigen Aggregaten auftretende Mineral den Kern, die immer kristallographisch begrenzte Varietät aber die äußere, an demselben Kristall vielfach sehr ungleichmäßig starke und stellenweise fehlende Umhüllung bildet (s. Fig. 1 [1]). Ersteres besitzt

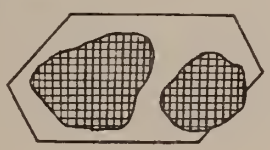


Fig. 1.

auch an den dünnsten Stellen des Schliffs meist deutlich gelbe Farbe und, soweit die eben genannte Eigenschaft eine Beobachtung darüber zuläßt, hohe Doppelbrechung. Vereinzelt — in erster Linie in dem oben erwähnten gröber klastischen „Tonschiefer" — sind die Individuen etwas größer und schwach prismatisch begrenzt bei negativem Charakter der Prismenzone.

Interessanter als die eben geschilderte typisch pistazitische Varietät ist die andere — wenn es sich in der Tat nur um eine

[1] Mit dem Abbe'schen Apparate bei 500facher Vergrößerung gezeichnet. Hierbei beträgt die Höhe des Kriställchens ca. 7 mm. Die Abbildung zeigt den nicht seltenen Fall, daß die idiomorphe Umhüllung, die in ihrer Orientierung keine ersichtliche Beziehung zu den umschlossenen Körnern aufweist, diese nicht gänzlich umhüllt. Das vorliegende Individuum ist relativ gedrungen; im allgemeinen sind die Kristalle stärker nach der Vertikalachse (s. u.) gestreckt.

handelt —, deren Zurechnung zu einer bestimmten Abart auf Schwierigkeiten stößt. Die Ausbildung des Minerals in winzigen, aber doch sehr scharfen Kristallen ist prismatisch, wobei die Individuen hie und da pyramidal endigen, meist jedoch einer kristallographischen terminalen Begrenzung entbehren. Als Seltenheit finden sich Schnitte nach der Symmetrieebene (s. die bei gleicher Vergrößerung gezeichneten Fig. 1 und 2 [1]), die nach der

Fig. 2

Vertikalachse gestreckt sind und lebhaft an die entsprechenden Schnitte des Cerepidots erinnern [2]. Eine Spaltbarkeit ist an den klinopinakoidalen Sektionen nicht zu beobachten, dagegen weisen die übrigen Kristalle trotz winziger Dimensionen vielfach deutliche Risse parallel ihrer Zone auf. Den Grad der Spaltbarkeit in diesem Sinne — nach der Basis — erkennt man daraus, daß größere Individuen hie und da an den Enden ausgefranst sind und hierbei zahlreiche sekundäre Kriställchen liefern.

Die Farbe des Minerals ist vereinzelt blaß bläulichgrün, meist ist es jedoch farblos. Als Seltenheit treten stärker gefärbte größere Individuen auf, die sich dann stets durch deutlichen Pleochroismus auszeichnen. Derartige Kristalle sind parallel zur vorwiegenden Längsrichtung, d. h. also zu b, schwach grünlich bis fast farblos, während sie senkrecht hierzu graugrüne Farbe zeigen.

Während das Brechungsvermögen des Minerals ziemlich beträchtlich ist, weist die Doppelbrechung sehr geringe Werte auf. Die stets normalen Interferenzfarben reichen höchstens bis zu einem schwach weißlichen Ton, zeigen jedoch meistens ein dunkles Grau, wenn sie nicht fast isotrop erscheinen. Der Charakter der Doppelbrechung der makrodiagonalen Zone ist negativ, derjenige der nach c gestreckten Kristalle positiv. Während erstere bekanntlich gerade auslöschen, läßt sich bei den klinopinakoidalen Schnitten unter Anwendung der „teinte sensible“ eine minimale Schiefe nach vorn, d. h. im stumpfen Winkel β feststellen.

[1] Das der letzteren Abbildung zugrunde liegende Kriställchen hat bei 500facher Vergrößerung eine Höhe von ca. 13,5 mm. Da die Schnitte natürlich nur annähernd klinopinakoidal geführt sind, entsprechen die Winkel nicht den beim Epidot festgestellten.

[2] Rosenbusch-Wülfing, Mikroskopische Physiographie, 4. Aufl. p. 287 Fig. 145.

Diese Eigenschaft läßt einen Teil der schwach doppelbrechenden Kriställchen mit Sicherheit als Klinozoisit erkennen. Möglicherweise bilden die nach c gestreckten Individuen nur eine Abart der nach der Symmetrieachse prismatischen Kristalle, eine Variabilität, die bei den Angehörigen der Epidotgruppe nicht besonders auffällt.

Die Verteilung der allenthalben in beträchtlichen Mengen vorhandenen kohligen Substanz ist gleichmäßig bis auf ein Vorkommen, in dem sich eine schwache Anhäufung des Pigments in einzelnen unregelmäßigen Flecken konstatieren läßt.

3. Epidotadinole.

Dieses Gestein, das, wie oben gesagt wurde, eine schmale Kontaktzone an einem Diabase bildet, setzt sich, im Dünnschliff betrachtet, neben Quarz aus Epidot, Calcit und Strahlstein zusammen. Schon unter der Lupe zeigen sich auf der angeschliffenen Fläche, besonders wenn man sie anfeuchtet, regelmäßig verteilte dunklere Punkte, die das Gestein sprenkeln. Im Schliff, dessen Herstellung wegen der außerordentlichen Härte des Materials sehr zeitraubend ist und der besonders dünn sein muß, um vollkommen durchsichtig zu sein, erkennt man, daß die bei reflektiertem Lichte dunkleren Punkte im hindurchgehenden Lichte farblos sind. Sie bestehen — analog wie es bei Spilositen bekannt ist — hauptsächlich aus Quarzkörnern. Ob sich unter diesen auch ein albitischer Feldspat versteckt, konnte bei der Kleinheit der Individuen optisch nicht festgestellt werden. Ich bestimmte daher chemisch den Alkaligehalt des Gesteins im Aufschluß nach J. Lawrence Smith. Die Summe von K_2O und Na_2O belief sich jedoch nur auf 3,68 %, ein gesteigerter Gehalt von Albit ist deshalb nicht vorhanden.

An der Zusammensetzung der hellen Flecken beteiligen sich vereinzelte Epidotkörner sowie dasjenige Mineral, das besonders beim Zurücktreten des genannten Silikates sichtbar wird: der Strahlstein. So wenigstens möchte ich jene zahllosen außerordentlich feinen, nur bei starker Vergrößerung sichtbar werdenden schlanken Nadeln deuten, die, häufig büschelig-faserig und radialstrahlig angeordnet, wie ein Gewebe den ganzen Schliff durchziehen. Die terminal nicht kristallographisch begrenzten Nädelchen sind farblos oder schwach bläulichgrün gefärbt, besitzen nicht unbedeutende Lichtbrechung, aber — bei positivem Charakter der Prismenzone — geringe Doppelbrechung, eine Erscheinung, die vielleicht auf teilweise serpentinige Umwandlung zurückzuführen ist. Die Interferenzfarben sind so niedrig, daß sie mit dem sogen. Viertelundulationsglimmerplättchen in Kreuzstellung vollkommen reduziert werden. Ein Teil der Nadeln weist deutliche Schiefe der Auslöschung auf.

Wie schon nach dem makroskopischen Befunde vermutet war, rührt die gelbe Farbe des Gesteins von Pistazit her, der in großer Menge in unregelmäßigen, stark licht- und doppelbrechenden Körnern von gelber Farbe auftritt. Es handelt sich um dasselbe Mineral, wie es aus den Schiefern beschrieben wurde, doch besitzt es hier gröberes Korn und ermangelt durchweg jener für die letztgenannten Gesteine so charakteristischen klinozoisitischen Umwachsung.

Die kohlige Substanz der oben geschilderten Epidotschiefer ist fast ganz weggeführt und auf einzelne z. T. schon im Handstück erkennbare kleine Flecken reduziert.

Was die bereits oben erwähnte, besonders an den Schichtköpfen bemerkbare Verwitterungsrinde anlangt, so zeigt sich u. d. M., daß dort die Aktinolithnädelchen nahezu ganz fehlen und daß der Pistazit gebleicht erscheint. Mit der erstgenannten Erscheinung und der oben vermuteten teilweisen serpentinösen Umwandlung darf man wohl den nicht unbeträchtlichen Gehalt des Gesteins an Calcit in Verbindung bringen. Die Anwesenheit dieses Minerals konnte durch Behandeln des Schliffs mit kalter verdünnter Essigsäure nachgewiesen werden. Hierbei löst sich das Mineral und läßt stellenweise die charakteristischen Blätterbrüche sehen. Entsprechend seiner sekundären Entstehung tritt der Kalkspat in unregelmäßig begrenzten Putzen auf.

Die gleichfalls schon erwähnte, hie und da unter der Oberfläche gelegene braune Zone rührt in der Tat von eingedrungenen oxydischen Eisenverbindungen her.

Über die Wahl der Bezeichnung Adinole soll weiter unten gesprochen werden. Von den umgebenden Schiefern unterscheidet sie sich dadurch, daß in ihr die dort reichlich vorhandene kohlige Substanz nahezu ganz weggeführt und daß an die Stelle des chloritischen Minerals nunmehr reichliche Mengen von Aktinolith getreten sind.

4. Quarzitsandstein und Sandstein.

Die früher ausgesprochene Vermutung, daß nämlich die auffallende Verhärtung dieser Gesteine sich von einem Silifizierungsprozesse herleite, bestätigt sich bei der mikroskopischen Untersuchung nicht. Es zeigt sich vielmehr, daß der angegebene Charakter der Gesteine metamorphen Einflüssen zuzuschreiben ist, denen zufolge das ursprüngliche tonige Bindemittel umkristallisierte. Es bildete sich dabei in großen Mengen ein Mineral, das ich für Sericit halte. Es schmiegt sich in Bündeln winziger, meist prismatischer farbloser Kristalle um die Quarzkörner und zeigt lebhafte Interferenzfarben bei positivem Charakter der Zone. Eine Untersuchung etwaiger basaler Blättchen durch Betrachtung im konvergenten polarisierten Lichte ist bei der Kleinheit der

Individuen leider nicht möglich. Was jedoch an der obigen Bestimmung festhalten läßt, ist die Beobachtung, daß der Sericit in den rötlichen, den Quarzit unterlagernden Sandsteinen schon im Handstücke in glitzernden farblosen, durch das ganze Gestein verteilten Blättchen erkennbar ist. Sie erweisen sich mikroskopisch durch vollkommene Spaltbarkeit und hohe Interferenzfarben mit Sicherheit als Glimmer. Es liegt also nur an der Kleinheit der Individuen, daß der Quarzitsandstein ein mattes Aussehen trägt.

Außer Quarz und Glimmer beteiligen sich lediglich noch limonitische Produkte am Aufbau des Gesteins. Aus ihnen als ursprünglich tonigen Psammiten mögen sich durch allmähliche[1] Verfeinerung des Korns, Zunahme der tonigen und Aufnahme mergeliger und kohliger Bestandteile die im vorigen Abschnitte beschriebenen Pelite entwickelt haben.

III. Folgerungen.

Die im obigen gebrauchte Bezeichnung Epidotadinole ergab sich aus der Beobachtung, daß hier ein durch große Mengen von Epidot ausgezeichnetes Glied derjenigen Diabas-Kontaktgebilde vorliegt, die sich durch gesetzmäßige Anordnung ihrer Bestandteile kennzeichnen. Dabei muß hervorgehoben werden, daß es sich nicht um einen typischen Vertreter dieser Gruppe handelt. Hiergegen spricht schon der geringe Gehalt an albitischem Feldspat. Es weist eben unsere Adinole zwar den äußeren hornfelsartigen Habitus dieser nächst dem Diabas gelegenen Gesteine, aber die Struktur äußerer Zonen auf, von denen jedoch in unserem Falle nichts zu beobachten ist.

Auf Schwierigkeiten stoßen wir bei Erörterung der Frage, welche Kräfte die beschriebenen Sedimente außerhalb des ganz unbedeutenden Diabaskontakt-„Hofes“ umgewandelt haben, und zwar kompliziert sich der Fall dadurch, daß man, wie gezeigt, weder gebirgsbildende Kräfte noch Nähe eines Tiefengesteins zur Deutung heranziehen kann. Man ist daher zu der Annahme gezwungen, daß die Metamorphose von einer jetzt gänzlich weggeführten Eruptivdecke vom Charakter der Diabas-Melaphyr-Trapp-Gruppe — wie solche im Norden des Landes sehr verbreitet — herrührt. Von ihrem ehemaligen Vorhandensein legt unser Diabasgang Zeugnis ab, der die Rolle eines Zufuhrkanals spielte. Wenn dem so ist, so steht zu erwarten, daß der Charakter der Umwandlung im wesentlichen der einer Hitzewirkung ist und sich in einer Frittung der betroffenen Sedimente ausspricht. In der Tat gehört der Verlust der Schichtung zu den wichtigsten Merkmalen aller unserer Gesteine; er ist natürlich dort am stärksten,

[1] s. oben p. 73.

wo dieselben einerseits dem Eruptivgestein direkt anliegen, wie es bei der Adinole der Fall ist, anderseits wo sie schon primär weniger deutliche Schichtung aufwiesen, wie es bei den Sandsteinen und gröber körnigen Schiefern (s. p. 74) der Fall gewesen sein mag. Weiterhin gewinnt die obige Annahme dadurch an Wahrscheinlichkeit, daß das Wesen der Umwandlung in Epidotadinole und Epidotschiefer dasselbe ist. Die Anwesenheit von reichlichem Epidot in den Schiefern mag zunächst befremden, da man dieses Mineral als Neubildung im wesentlichen nur in zentralen Zonen kontaktmetamorpher Umwandlungen sowie in kristallinen Schiefern kennt. In letztgenannter Gruppe gehört es jedoch zum typomorphen Mineralbestande der obersten der angenommenen Zonen dynamometamorpher Umwandlung [1], in der die Temperatur noch relativ niedrig ist. Man muß auch bedenken, daß es bei gleichzeitiger Anwesenheit von Al, Ca und SiO_2 nur zur Bildung eines Al-Ca-Silikates und nicht etwa zu der eines reinen Al-Silikates (Sillimanit, Andalusit) nebst Calcit kommen kann. Für die etwaige Annahme, daß in der Verwachsung von Pistazit und Klinozoisit, wie sie für die Schiefer im Gegensatze zu der Adinole so bezeichnend ist, ein Merkmal geringeren Grades der Umwandlung liege, fehlen noch vergleichende Daten hinsichtlich der künstlichen Darstellung der Mineralien.

Bemerkenswert ist der Umstand, daß die Schiefer wohl eine Neubildung von Epidot, sonst aber so gut wie nichts von den Strukturen aufweisen, wie sie so charakteristisch in den äußeren Zonen kontaktmetamorpher Umwandlungen auftreten, handle es sich um echt intrusive Gesteine oder solche, die vorübergehend diese Erscheinungsform angenommen haben, wie es Diabase tun. Das einzige, was hier namhaft zu machen wäre, sind die in einem Gesteine zu beobachtenden vereinzelten augenartigen Chlorit- und die in einem anderen Gestein auftretenden kohligen Anhäufungen. Während man also in der Epidotadinole einen schwachen Repräsentanten der Gesteine aus dem Spilosit-Adinol-Kontakt vor sich hat, gehören die Epidotschiefer der anderen Kategorie von metamorphen Gebilden an, die man als Hornschiefer bezeichnet. Beispiele werden aus dem Diabas- und Tholeiit-Kontakt in der Literatur aufgeführt.

Nach der stratigraphisch-geologischen Seite hin ergibt sich aus obigen Betrachtungen das Folgende:

1. Wenn man zur Erklärung der geschilderten Umwandlung von ehemaligen Sandsteinen mit tonigem in solche mit glimmerigem Bindemittel und von ehemaligen dolomitischen Schiefertonen in Epidot-Chloritschiefer eine früher vorhandene Eruptivgesteins-

[1] U. Grubenmann, Die kristallinen Schiefer. 2. Aufl. p. 80.

decke im Hangenden annimmt, so wird dadurch erwiesen, daß die angegebenen Sedimente in der Tat dem jüngsten Teile der „Santa Catharina-Formation", d. h. den São Bento-Schichten, zugehören, wie dies schon früher von mir auf Grund ihrer Lagerungsverhältnisse in Ermanglung paläontologischer Beweise wahrscheinlich gemacht wurde [1].

2. Da es ausgeschlossen ist, daß die Metamorphose durch die im Hangenden befindlichen Schiefertone hindurch die liegenden Sandsteine umgewandelt hat, so folgt, daß die Aufrichtung der Schichten vor der Effusion des Diabasgesteins, d. h. also vor der Zeit der „Serra Geral-Eruptivgesteine" vor sich gegangen ist, demnach also nur die Schichtköpfe umgewandelt hat.

3. Die von der angenommenen Eruptivdecke ausgehende Kontaktmetamorphose war also zweifellos nur auf geringe Entfernung hin wirksam. Da nun aber Sandsteine und Schiefer das gleiche Maß der Umwandlung aufweisen, obwohl jene in einem topographisch höheren Niveau gelegen sind als diese, so ist anzunehmen, daß der Effusion des Diabases eine Periode der Abtragung vorausging, die ein Relief schuf, das dem jetzigen ähnlich war. Auf diese Weise betrachtet, würden die „Serra Geral-Eruptivgesteine" als das hangende Glied der brasilisch-uruguayschen „Gondwanaformation" in ein recht hohes mesozoisches Niveau hinaufrücken — in Analogie mit gleichartigen Bildungen auf der Westseite des südamerikanischen Kontinents [2].

Montevideo, 12. September 1912.

Ueber Urgon in Deutsch-Ostafrika.

Von Dr. **Edw. Hennig.**

In Bornhardt's prächtigem Werke über die Geologie und Oberflächengestaltung Deutsch-Ostafrikas findet sich die Angabe von Jura am Durchbruch des Mavudyi durch die Kiturika-Berge im Hinterlande der Kilwa-Kissiwani-Bucht. Zwar ist mit der die Arbeit allenthalben auszeichnenden Sorgfalt auf die Mangelhaftigkeit der Beweise für dieses Vorkommen (ein am Mbambala-Fuße aufgelesener Ammonit) ausdrücklich hingewiesen. Auf der geologischen Karte kommt das Hypothetische der Annahme aber natürlich nicht zum Ausdruck. Dort ist vielmehr aus bloßer Wahrscheinlichkeit heraus die blaue Farbe allseitig über den Fundort hinaus in den

[1] Über Transgressionen der oberen „Gondwanaformation" in Südbrasilien und Uruguay. Dies. Centralbl. 1912, p. 398.

[2] Es sei hier daran erinnert, daß in dem Berghaus'schen „Atlas der Geologie", Karte No. 14, bearbeitet von G. Steinmann, hinsichtlich der brasilisch-uruguayischen Sandsteine gesagt wird: „Im Norden paläozoisch oder cretaceisch, im Süden der Trias oder Kreide angehörend und hier mit Einschaltungen basischer Effusivgesteine".

Talsohlen angelegt und der Jura damit als Liegendes der gleichfalls nur durch spärliche Beobachtungen belegten Unterkreide dargestellt. Das Gelände der Kiturika-Berge weicht zudem auf der topographischen Unterlage von den ruhigen ebenen Plateauformen des südlichen Muëra- und Makonde-Landes sehr erheblich ab und nähert sich dem des unruhig gestalteten nördlich gelegenen Matumbi-Berglandes, das nach der Müller'schen Bearbeitung der Bornhardt'schen Aufsammlungen ebenfalls aus Jura aufgebaut erscheint.

Nun wurde seither bekannt, daß im Kilwa-Hinterlande große Höhlenbildungen auftreten, und zwar sowohl in den Matumbi-Bergen, wo sie sogar beträchtliche Dimensionen erreichen, als auch in Kiturika. Damit schien ein neuer Beweis für die Gleichartigkeit beider Gebiete erbracht um so mehr, als ja auch im Tanga-Gebiete jurassische höhlenbildende Kalke seit langem bekannt sind.

Meine Marschroute vom Grabungsgebiete des Tendaguru zu den von Herrn Bischof Spreiter-Daressalaam neuentdeckten, von Herrn Janensch als aussichtsreich erkannten Dinosaurierfundstellen von Makangaga-Mbate im Kilwa-Hinterlande wählte ich so, daß ich stellenweise der Bornhardt'schen Route folgen konnte und somit an Hand seiner Angaben den vermeintlichen Jura sicher auffinden mußte. Diese Ablagerungen hatten für mich ein erhöhtes Interesse dadurch, daß ich im Zentralbahngebiete hinter Daressalaam einen allmählichen Übergang vom Dogger bis zu den Grenzschichten gegen die Kreide geglaubt hatte feststellen zu können. Die Tendaguru-Schichtenserie bestand aber nach unseren bereits zweijährigen Erfahrungen offenbar sehr wesentlich aus den tiefsten Schichten der Kreide. Es war daher nicht ohne Bedeutung, die Lagerungsverhältnisse zwischen Jura und Kreide bei dieser Gelegenheit auch im Süden prüfen zu können; denn die besseren Bornhardt'schen Fundpunkte des Jura von Matumbi und Mahokondo lagen zu sehr außerhalb unseres Arbeitsgebietes, als daß wir sie, wie wir gewünscht hätten, bis dahin hatten besuchen können.

Nun war es zwar eine wichtige Feststellung, aber aus den genannten Gründen doch auch eine arge Enttäuschung, daß ich unmittelbar neben dem Bornhardt'schen Fundpunkte des vermeintlichen Jura-Ammoniten unzweifelhaftes Neocom als das Liegende des dortigen Aufschlusses erkannte, und zwar diejenige Schicht, die mir vom Tendaguru her als Oberstes einer 150 m mächtigen Folge wohl bekannt war. Bornhardt gegenüber hatte ich, abgesehen von dem langen Aufenthalte in jenen Gegenden, eine wesentlich günstigere Beobachtungsmöglichkeit dadurch, daß ich unweit jener Stelle Lager bezog, am Nachmittag des Ankunftstages den ganzen Berghang am linken Kihendye-Ufer brennen ließ und von den zu diesem Zwecke ausgesandten Leuten bereits mehrere gute Exemplare des Leitfossils *Trigonia Schwarzi* erhielt. Am andern Morgen konnte ich bequem absuchen und diese Trigonie in ganzen Nestern feststellen. Der unter dem sie enthaltenden

Sandstein am Flusse ausstreichende unreine Ton entsprach durchaus unserer obersten Saurierschicht, in der ich mich den Tag vorher (freilich durch dichtesten Graswuchs am Beobachten völlig behindert) bewegt hatte. Für die Anwesenheit von Jura sprach nichts, bestand sogar nicht mehr die geringste Wahrscheinlichkeit.

Über dem Sandstein mit *Tr. Schwarzi* folgte unmittelbar ein Korallenkalk; es war somit bei unwesentlicher Lokalfärbung ganz das gleiche Profil gegeben wie bei Pilepile im Namgaru-Tale südwestlich von der Mtschinga-Bucht im Lindi-Bezirke, eine höchst wichtige Verbindungsbrücke zwischen dem Norden und Süden unseres Expeditionsbereiches. Der Kalk ging hier nach oben hin in mehrere Meter mächtige fossilleere Bänke über, die an der Berglehne eine Steilkante bildeten. Darüber folgten die sandigen „Makonde"-Schichten des Plateanlandes mit dem „Leithorizonte" des *Newala*-Sandsteins. Weiter konnte ich einstweilen aus Zeitmangel dem Problem nicht nachgehen. Nur wurde mir beim Überschreiten des Manganya (eines Teilstückes von Kitnrika) in den wenigen Durchblicken, die der undurchdringliche Busch gewährte, vollends klar, daß Kitnrika ein Plateau sei und sich auch der Höhenlage nach (sc. dem Einfallen entsprechend niedriger) durchaus dem Verbande der Makonde- und Muëra-Hochflächen einfügte. Auf einem späteren, vom neuen Standquartiere Makangaga aus unternommenen, durch Verpflegungsschwierigkeiten erzwungenen Orientierungsmarsche betrat ich jedoch das von Ramsay auf der Karte festgelegte eigentliche Höhlengebiet zu beiden Seiten des Mavudyi. Da stellte sich denn zu meinem nicht geringen Erstaunen (endgültig natürlich erst bei der hiesigen Bearbeitung des Fossilmaterials) heraus, daß dort in Deutsch-Ostafrika unverfälschtes Urgon auftritt. Die Unterlagerung der hier plötzlich mächtig anschwellenden Kalke durch das Neocom wurde nun auch im Osten *(Alectryonia rectangularis!)* und im Norden (*Schwarzi*-Schicht und Saurierschicht) zweifellos festgestellt und damit war das Alter der Kalke als Aptien bereits genügend gesichert. Am Einfluß des Kihendye in den Mavudyi aber wurde ein Dutzend typischer Pachyodonten aufgesammelt, die sich als das wichtige Leitfossil des Oberurgons von Südwesteuropa, *Toucasia carinata* Math. sp. herausstellten. Wie das europäische Unterurgon noch das höhere Neocom umfaßt, so dehnt sich auch im Kilwa-Bezirke die Kalkfaziesbildung auf den das Aptien unterlagernden *Schwarzi*-Horizont hier und dort aus. Und ebenso greift sie nach oben hin im Kitnrika-Gebirge selbst auf die sandigen „Makonde"-Schichten über, die dadnrch in ihrer Mächtigkeit stellenweise bis zum Verschwinden redneziert werden. Als Einlagerungen in diese Makonde-Schichten hatten wir bereits im Süden, namentlich zu beiden Seiten des Namgaru, aber auch (Janensch) am Ostabhange des Likonde-Plateaus die Kalke kennen gelernt. Sie stellen sich somit als ein deutliches Äqnivalent dieser sandigen Schichten dar,

und zwar umziehen sie interessanterweise in großem Bogen das Plateauland an der Ostseite gegen das offene Kreidemeer hin. Schon dadurch, sowie durch die ersichtlich wiederholten Unterbrechungen und durch den schnellen lokalen Wechsel ihrer Mächtigkeit geben sie sich auf's deutlichste als fossiles Riff zu erkennen, hinter dem die sandige, nunmehr als „Makonde"-Fazies (im Gegensatz zur Kiturika-Fazies) zu bezeichnende Ausbildung dieser höchsten Ablagerungen des Plateaulandes zur Entwicklung gelangte. In Kituhawi am Namgaru waren übrigens bereits früher von meinen Leuten eine Reihe großer Nerineen aufgesammelt worden, die ich nunmehr im Kiturika—Makangaga-Gebiete in denselben Urgonkalken geradezu in Massen wieder auffand. Korallen sind dagegen nur kolonienweise eingestreut und keineswegs immer sehr günstig erhalten. Man darf die Riff-Fazies eher als „Schneckenkalk" bezeichnen. Vielfach findet man eigentümliche Gesteine, die offenbar in der Meeresbrandung am Riff entstanden sind und in der Tat dessen östlichen Rand einzuhalten scheinen. Sie zeigen konglomeratisch angehäufte Trümmer von Kalk, Korallen und Pachyodonten, die wieder durch kalkiges Bindemittel verkittet sind.

Bei Makangaga liegen die Kalke nur noch in schwachen vereinzelten Erosionsresten (so am Berge Ndalakasha, am Fuße des Mbatata an der Kilwa-Löwole-Straße wenig westlich von Mbate und bei Migerigen [1]) vor. An der Austrittspforte des Mavudyi aus den Kiturika-Bergen erreichen sie ihre größte Mächtigkeit und dort enthalten sie auch die Höhlen. Das Gebirge ist durch seinen dichten, im Tale selbst von zahlreichen Büffelherden als Versteck auserkorenen Busch nahezu unzugänglich oder doch für geologische Beobachtungen überaus ungeeignet. Da mir auch wenig Zeit zu Gebote stand, in den Höhlen sicherlich Löwen und Schlangen anzutreffen sind, ich aber über keine genügend starke Laterne verfügte und auch meine treuesten schwarzen Begleiter sich scheuten mir zu folgen, so war mir eine genauere Untersuchung der Höhlen leider unmöglich. Ich stattete ihnen nur einen kurzen Besuch bei Noro ab, einem Orte, der sich als Lagerplatz leider nicht eignete, weil die Regierung ihn als Leprakrankenheim ansersehen hatte. Soweit ich unter diesen Umständen erkennen konnte, handelt es sich hier vorwiegend nicht um Höhlen in der Art derer von Matumbi oder vom Sigiflusse bei Tanga, sondern mehr um Spalten und Klüfte, die seit der Hebung des Landes auch jetzt noch alljährlich zur Regenzeit von den Sickerwässern angelegt bezw. erweitert wurden. Es ist eine Karstlandschaft. Oben darauf lagert noch eine dünne sandige Decke, offenbar ein Rest der ohnehin nicht stark entwickelt gewesenen „Makonde"-Fazies, der durch Hinabspülen alljährlich an Masse Einbuße erleiden muß. Das Endziel dieser Erosionstätigkeit ist also bei der jetzigen Höhenlage die Bloßlegung der

[1] K. J. Böhm, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1912. p. 209—211.

Karstoberfläche. Da die Plateauebene des Kiturika wie überhaupt des gesamten Kreideplateaulandes nach von Staff's Untersuchungen einer tertiären Landoberfläche entspricht, haben wir einigermaßen analoge Verhältnisse wie im Jura der Schwäbischen Alb. So besteht denn also theoretisch die Möglichkeit, daß auch in den Spaltenbildungen von Kiturika sich eingeschwemmte Reste tertiärer Säugetiere finden könnten. Es war mir natürlich besonders schmerzlich, diesem Problem nicht mehr nachgehen zu können. Ganz leicht dürfte das aus dem Grunde nicht sein, weil ohne sehr erhebliche und auch kostspielige Rodungsarbeiten einigermaßen Sicheres nicht darüber zu erfahren sein wird.

Interessant im höchsten Maße aber muß das Auftreten der Urgonfazies an sich schon erscheinen. Diese Fazies ist bisher ausschließlich als auf das Mittelmeergebiet[1] beschränkt bekannt gewesen. Die amerikanischen Vorkommnisse lassen sich nicht entfernt in der Weise vergleichen, wie dieses von Deutsch-Ostafrika. Zwischen den in Nordafrika und Griechenland einerseits festgestellten Vorkommnissen und dem unsrigen scheint bisher jede Vermittlung zu fehlen. Um so erstaunlicher wirkt die weitgehende fazielle und faunistische Übereinstimmung. Es sei im übrigen auf meine Ausführungen zu dem Thema in den Veröffentlichungen der Tendaguru-Expedition (Archiv für Biontologie, Berlin 1913) verwiesen und nur noch der Umstand betont, daß auch die den *Schwarzi*-Horizont ihrerseits unterlagernde Saurierschicht, die etwa dem Wealden entspricht, im Bereiche der Kiturika-Berge ebenfalls einer kleinen faziellen Abänderung unterliegt, indem sie toniger ausgebildet ist als anderwärts. Der Jura aber ist in dem ganzen Gebirge zu streichen.

Zur Altersfrage des bei Teschen am Karpathenrande überschobenen Tertiärs.

Von **Paul Oppenheim.**

In einem ungemein anregenden Aufsatze hat uns vor kurzem Herr W. Petrascheck[2] eingehende Mitteilungen darüber gemacht, daß in einer breiten Zone am Rande der nördlichen Karpathen die Kreide das Tertiär überlagert und überschoben hat. Zwar waren Einzelheiten dieses Phänomens schon früher durch Petrascheck[3]

[1] Einer freundlichen Mitteilung des Herrn Professor Kilian entnehme ich, daß seine Schilderung des Urgon in der „Lethaea" bereits im Drucke ist; auch verdanke ich seinem gütigen Interesse eine bestätigende Nachprüfung meiner Fossilbestimmungen.

[2] Die tertiären Schichten im Liegenden der Kreide des Teschener Hügellandes, mit einem Beitrag über den Fossilinhalt von Th. Fuchs. Verhandl. der k. k. geol. Reichsanst. 1912. No. 2. p. 75 ff.

[3] Wie Michael (vergl. Anm. 3) angibt, schon 1906 in einem in Ostrau gehaltenen Vortrage. — Vergl. auch Mitteil. d. Wiener geol. Gesellsch. I. 1908. p. 66 ff.

selbst und durch Michael[1] mitgeteilt worden, und Victor Uhlig hatte die Tatsache in ihrer ganzen Bedeutung wohl zuerst erkannt[2]. Aber die ganze Ausdehnung des Phänomens, die stratigraphische Zusammensetzung des Tertiärs, vor allen Dingen auch das Auftreten von Geröllen der Kreide in dem überschobenen Tertiär, welches der Vermutung Raum gibt, daß die Wurzel dieser Kreide selbst in nicht zu großer Ferne gesucht werden darf, ist erst durch die unablässigen Bemühungen von Petrascheck ermittelt und weiteren Kreisen zugänglich gemacht worden.

Das Alter der überschobenen Tertiärbildungen, welche aus einer vielfachen Wechsellagerung dünner Mergel- und Sandsteinbänke mit gelegentlicher Einschiebung von Tuffiten bestehen sollen, und deren tiefste Teile in einer mächtigen Konglomerat- oder Schotterbildung endigen, wurde von Uhlig als alttertiär angenommen[3]. In diesem Sinne betrachtet auch Petrascheck die Verhältnisse in den ersten Seiten seines Aufsatzes und zu der Hypothese, daß es sich um alttertiäre Ablagerungen handle, welche von Galizien aus nach Mähren herüberstreichen, steht auch in leidlich guter Übereinstimmung ein Fund von *Meletta*-Schuppen[4] und einer kleinen *Cyrena* cf. *semistriata*, welche der Verfasser von der Bohrung Altbielitz auf p. 86 a. a. O. angibt. Die nicht allzu seltenen, aber gemeinhin ziemlich ungünstig erhaltenen organischen Reste, welche die Tiefbohrungen ergaben, wurden nun Herrn Hofrat Theodor Fuchs zur Untersuchung vorgelegt. Dieser gelangt a. a. O. p. 88 (14) zu dem Resultat, daß er „auf alle Fälle die vorliegenden Mergel noch dem Miocän zurechnen müsse und nicht dem Alttertiär". Für jeden nun, der das österreichische Alttertiär im N. des alpino-karpathischen Bogens in seiner mannigfachen Zusammensetzung näher kennt, und der die unablässigen und, ich glaube, erfolgreichen Bemühungen zu der Aufklärung seiner Zusammensetzung, wie sie besonders Rzehak[5]

[1] Die Lagerungsverhältnisse und Verbreitung der Carbonschichten im südlichen Teile des oberschlesischen Steinkohlenbeckens. Monatsber. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1908. p. 17.

[2] Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. k. Akad. d. Wiss. 116. Math.-nat. Kl. p 871. — Die karpathische Sandsteinzone und ihr Verhältnis zum sudetischen Carbongebiet. Mitt. d. geol. Gesellsch. Wien. I. 1908. p. 36 ff.

[3] Wie zumal aus dem zweiten, in den Mitteilungen der geologischen Gesellschaft in Wien veröffentlichten Aufsatze Uhlig's hervorgeht (vergl. besonders a. a. O. p. 39), hat der Autor überhaupt nicht an die Möglichkeit gedacht, in dem überschobenen Tertiär etwas anderes als Alttertiär zu sehen!

[4] Hinsichtlich der Brauchbarkeit dieser Schuppen für die Horizontierung wolle man die weiter unten folgenden Bemerkungen vergleichen.

[5] Vergl. u. a. besonders: Die Niemtschitzer Schichten, ein Beitrag zur Kenntnis der karpathischen Sandsteinzone Mährens. Verhandl. d. naturf. Ver. in Brünn. 34. 1896.

und Abel[1] zu danken sind, näher verfolgt hat, wirkt nun diese These von Th. Fuchs mit der ganzen Wucht einer äußerst gelungenen Überraschung, und ich weiß nicht, ob man sich mehr wundern soll über diese Auffassung von Theodor Fuchs und ihre Begründung, oder über den Umstand, daß Petrascheck selbst im folgenden seine durch Autoritäten wie Uhlig gestützte frühere Auffassung zugunsten der Fuchs'schen Theorie fallen zu lassen sich veranlaßt sah, zumal er selbst a. a. O. p. 91 annimmt, daß stellenweise mit größter Wahrscheinlichkeit der miocäne Ostrauer Tegel den überschobenen Tertiärschichten diskordant auflagert. Es dürfte daher im Interesse der Wissenschaft liegen, diese Thesen von Theodor Fuchs nicht unwidersprochen und sich so in der Literatur festsetzen zu lassen, zumal bei der anerkannten Autorität des Verfassers in den Fragen des Neogens die dem Gegenstand Fernerstehenden leicht geneigt sein könnten, die Fuchs'schen Theorien ohne weitere Prüfung als gesichert anzunehmen.

Die Herrn Fuchs aus den überschobenen Tertiärmergeln vorgelegte Fauna ist eine anscheinend recht ungünstig erhaltene[2] und ziemlich vieldeutige. Sie besteht aus einem kleinen *Tapes*, verkohlten Pflanzenresten, *Teredo*-Röhren, rätselhaften hohlen Stacheln, kleinen verzwergten Austern, aus Fragmenten von *Bulla*, einem kleinen Spatangiden, einer unbestimmten, der *Tellina planata* nahestehenden *Tellina*, einer fraglichen *Lucina*, und vor allem aus Pteropoden, welche mit von Kittl[3] seinerzeit aus dem Miocän des Ostrau—Karwiner Gebietes beschriebenen Vaginellen in näherem Zusammenhange stehen. Alle diese Dinge dürften kaum eine Altersbestimmung ermöglichen. Größeren Wert dürften für diese die *Meletta*-Schuppen beanspruchen, welche aus der Bohrung von Schumburg a. a. O. p. 15 (89) angegeben werden. Ist doch *Meletta*, wie allgemein bekannt, und auch bei Zittel[4] zu lesen, eine im wesentlichen oligocäne Fischgattung, welche zumal in den Karpathen in diesem Zeitpunkte ungemein häufig gewesen sein muß. Aber auch dieses Moment scheint nicht von unbedingter Bedeutung, da, wie Zittel a. a. O. p. 78 angibt, eine Behauptung, die sich augenblicklich meiner Nachprüfung entzieht, die Gattung auch im oberen Miocän (also wohl in den sarmatischen Schichten[5]), von

[1] Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. **53**. Wien 1903. p. 91 ff.

[2] Petrascheck schreibt selbst a. a. O. p. 87 (13), daß „trotz der günstigen Umstände, die für das Sammeln gegeben waren, doch nur eine minimale Ausbeute bestimmbarer Objekte erzielt werden konnte".

[3] Über die miocänen Pteropoden von Österreich-Ungarn. Annalen des k. k. naturhist. Hofmuseums. I. 1886. p. 47.

[4] Paläozoologie. III. p. 277.

[5] Vergl. C. M. Paul. Zur Stellung der Radobojer Schichten. Verh. k. k. Reichsanst. 1874. p. 223 ff. Vergl. p. 225. Ganz irrtümlich ist am Rande der Abbildung Fig. 285 bei Zittel a. a. O. für *Meletta sardinites* Heck.

Radoboj in Kroatien häufig sein soll. Anderseits sind auch die Pteropodenreste, die Vaginellen, den seinerzeit von Kittl beschriebenen Arten nur genähert, nicht ihnen unbedingt identifiziert, so daß also auch nach dieser Richtung hin für die Annahme von Miocän keine unbedingte Notwendigkeit vorliegt. Da also die fossile Fauna selbst eine endgültige und zweifellose Entscheidung nicht gestattet, so fragen wir uns um so mehr, welche Gründe einen Forscher wie Theodor Fuchs bewogen haben können, mit so apodiktischer Sicherheit ein miocänes Alter für diese Schichten anzunehmen. Wir müssen uns daher näher mit der Beweisführung des Autors beschäftigen.

Es dürfte zu dem Zwecke einer Nachprüfung der hier von Fuchs niedergelegten Resultate gut sein, sich zu erinnern, daß der gleiche Autor im Jahre 1902[1] eine recht interessante und bedeutungsvolle akademische Schrift veröffentlicht hat unter dem Titel: „Über ein neuartiges Pteropodenvorkommen aus Mähren, mit Bemerkungen über einige mutmaßliche Äquivalente der sogenannten Niemtschitzer Schichten." Wir werden sehen, daß Fuchs hier nahezu die gleichen Fragen behandelt, aber zu durchaus entgegengesetzten Resultaten gelangt. Nachdem Fuchs in dem hier betrachteten Aufsatze (1912) festgestellt hat, daß die ihm „vorgelegten harten Mergel der Überschiebung sich petrographisch sehr wesentlich von den vollkommen plastischen Miocänmergeln unterschieden, aus denen Kittl seine Pteropoden beschrieb, und daß sie ein entschieden älteres Gepräge aufwiesen", weist er auf Analogien in den Apenninen hin. Er betont, daß es auch hier zwei Schlierhorizonte resp. Pteropodenmergel gebe, von denen „die oberen im allgemeinen weicher, mitunter fast plastisch seien, während die unteren meist ein vollkommen flyschähnliches Aussehen hätten und mit dem Flysch so innig verbunden seien, daß sie von demselben gar nicht be-

die Herkunft aus dem Unteroligocän von Radoboj angegeben: dieser augenscheinliche Irrtum setzt sich noch in die neueste Ausgabe der „Grundzüge der Paläontologie" II. 1911 hinein fort, wo ebenfalls vom Unteroligocän von Radoboj die Rede ist. Wenn anderseits in diesem letzteren Werke im Einklange, z. B. mit Rolle: Die geologische Stellung der Sotzkaschichten in Steiermark. Sitzungsber. d. Wien. Akad **30**. 1859 (Sitzung vom 14. Mai 1858) p. 20 des Sep. hier augenscheinlich im Hinblick auf *M. vulgaris* Valenc. von dem rezenten Auftreten der Gattung die Rede ist, so verliert diese, wenigstens generisch, damit jede Bedeutung für die Horizontierung. (Ein Aufsatz Rzehak's: „Über das Vorkommen der Clypeidengattung *Meletta*" in den Verh. d. naturf. Vereins in Brünn, **19**., von welchem ich erst nach Abschluß dieser Zeilen genauere Kenntnis erlangte, bewegt sich ungefähr in den gleichen Erwägungen.)

[1] Über ein neuartiges Pteropodenvorkommen aus Mähren nebst Bemerkungen über einige mutmaßliche Äquivalente der sogen. „Niemtschitzer Schichten". Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien. Math.-naturw. Klasse. **111**. Abt. I. Mai 1902. p. 433 ff.

stimmt getrennt werden könnten". Und damit kein Zweifel übrig bliebe, auf welche bestimmten Vorkommnisse er sich dabei bezieht, nennt er den Macigno von Porretta und den Calcare fetido von Bargi. Hinsichtlich dieses letzteren Vorkommnisses lesen wir nun bei Fuchs 1902 [1], „daß es die größte Ähnlichkeit mit den konkretionären Knollen der Niemtschitzer Schichten habe". Hinsichtlich beider Bildungen, des Macigno von Porretta und des Calcare fetido von Bargi, lesen wir 1902, „daß sowohl der erstere mit seiner großen *Lucina* als auch der darunterliegende Mergel mit dem „Calcare fetido" trotz des miocänen Habitus seiner Fauna doch eine ältere Bildung darstelle und dem vormiocänen Alttertiär zugezählt werden müsse, eine Ansicht, die in neuerer Zeit übrigens auch von Oppenheim (l. c.) mehrfach geäußert worden sei". Also die unteren Pteropodenmergel des Apennin, der Macigno von Poretta und der Calcare fetido von Bargi, sind nach Fuchs 1902 alttertiär, 1912 gehören sie dem Miocän an. Ein Grund für diese doch im höchsten Maße auffallende Änderung des Standpunktes wird nicht angegeben. 1912 lesen wir über die beiden sogenannten Schliere von Niederösterreich und Mähren, daß „der typische Schlier über den Horner Schichten läge, doch gebe es auch in diesem Gebiete einen schlierähnlichen Horizont mit Pteropoden, der unter den Horner Schichten läge, und diese seien die von Rzehak zuerst näher charakterisierten Niemtschitzer Schichten, die mitunter auch einen flyschähnlichen Charakter annähmen". Dagegen schreibt Fuchs 1902 von den Niemtschitzer Schichten a. a. O. p. 7 (439), „daß man schließlich doch zu der Überzeugung komme, daß es sich doch um eine Ablagerung vormiocänen Alters handeln müsse", und auf der folgenden Seite: „Diese Niemtschitzer Schichten wurden in früheren Zeiten ganz allgemein zu dem in unmittelbarer Nachbarschaft mächtig entwickelten miocänen Schlier gerechnet und ist es ein großes Verdienst Rzehak's, durch seine umfassenden und minutiösen Untersuchungen die Selbständigkeit dieser Schichten erkannt und ihnen ihre richtige Stellung im Systeme angewiesen zu haben." Wir sehen, 1912 sind die Niemtschitzer Schichten miocän und nicht alttertiär, 1902 sind sie alttertiär, und es ist ein Verdienst Rzehak's, ihnen diese ihre Stellung angewiesen zu haben. Ein Grund für diese auffallende Änderung des Standpunktes fehlt auch hier.

Endlich schreibt Fuchs über die entsprechenden Niveaus in Oberösterreich 1912, „daß es hier zwei verschieden aussehende Schliermergel gäbe, den weichen, plastischen Schlier von Atnang [2] und die harten Mergelkalke, die in der Bohrung von Hall in so

[1] a. a. O. p. 12 (444).

[2] Soll wohl augenscheinlich „Ottnang" heißen, der Flecken in Oberösterreich, aus dessen Umgebung die bekannte, von R. Hoernes beschriebene Schlierfauna stammt. Ritter's geographisches Lexikon kennt kein „Atnang".

großer Mächtigkeit aufgeschlossen wurden". Dagegen scheint es Fuchs 1902 a. a. O. p. 11 (443) „wohl gerechtfertigt, wenn man die fossilführenden Mergelkalke von Hall nicht sowohl dem miocänen Schlier, als vielmehr den Niemtschitzer Schichten zuzähle". Da in der gleichen akademischen Schrift 1902 die Niemtschitzer Schichten als alttertiär aufgefaßt werden, so ist es klar, daß auch hier Fuchs die Mergelkalke von Hall dem Alttertiär zuzählen will.

Man sieht, die Gründe, welche Fuchs 1912 für ein miocänes Alter der überschobenen Tertiärschichten am Karpathenrande angibt, hat der gleiche Autor bereits 1902 vollkommen widerlegt. Nun gebe ich prinzipiell ohne weiteres zu, daß man in 10 Jahren seinen Standpunkt wechseln und zu verschiedenen Ansichten gelangen kann. Was ich aber nicht zugeben kann, und wogegen ich mit aller Energie protestieren muß, ist, daß ein Autor eine früher von ihm vertretene Meinung wechselt und in ihr Gegenteil verändert, ohne die Gründe anzugeben, die ihn zu dieser Stellungsänderung veranlaßt haben, ja, daß er seine frühere Arbeit nicht einmal zitiert und so dem wissenschaftlichen Publikum die Möglichkeit einer Kontrolle seiner jetzigen Stellung nimmt. Es ist leicht möglich, daß über das Alter der Niemtschitzer Schichten noch nicht das letzte Wort gesprochen und daß man in Einzelheiten hier von Rzehak abweichen kann. Solange die wohlbegründeten und durch sorgfältige Einzelbeobachtungen gestützten Annahmen und Angaben dieses Autors aber nicht bündig widerlegt wurden, bestehen sie zu Recht, und kein anderer Forscher ist befugt, sich ohne weiteres über sie hinwegzusetzen und sie sozusagen mit einer Handbewegung zu kassieren. Ich selbst habe seit geraumer Zeit einen großen Teil der paläontologischen Materialien von Rzehak in Händen und glaube behaupten zu dürfen, daß dieser in den meisten wesentlichen Punkten im Recht ist, ohne daß ich mich hier vor Abschluß meiner Untersuchungen in allen Einzelheiten festlegen möchte. In jedem Falle darf aber wohl behauptet werden, daß die überschobenen Tertiärschichten des Karpathenrandes bei Teschen, wenn sie wirklich, wie Fuchs behauptet, den Niemtschitzer Schichten Rzehak's entsprechen, nicht dem Miocän, sondern den alttertiären Bildungen angehören; denn ob der Niemtschitzer Horizont nun dem Eocän oder, wie ich als das Resultat meiner nahezu vollendeten Bearbeitung ihrer Fauna glauben mochte, dem unteren bis mittleren Oligocän anzugliedern ist — seine Hineinziehung in das Miocän ist ausgeschlossen, solange bei der Lösung derartiger Fragen die paläontologische Forschung zu entscheiden berufen und befugt ist!

Ueber das Sinken der Elbe-Ebene in Böhmen während der Diluvial-Akkumulation.

Von **R. Sokol** in Pilsen.

Mit 2 Textfiguren.

Bei sechs Tiefbohrungen in der Umgebung von Sadská (östlich von Prag) zeigte sich die merkwürdige Tatsache, daß die diluvialen Sand- und Schotterschichten bedeutend tiefer reichen als das historische, stellenweise in die Kreideschichten (harte Mergel und Pläner) eingeschnittene Elbbett (175 m M.H.).

I. Bei der Tiefbohruug am Ufer der in den Jahren 1858 bis 1861 regulierten Mäanderschlinge der Elbe („Alte Elbe"), gleich beim alten Badehause, wurden von der Firma Julius Thiele aus Ossegg (Böhmen) folgende Schichten erbohrt:

	Lage der Oberkante m	Lage der Unterkante m	Mächtigkeit m
1. Gelber Sand	0	8,40	8.40
2. Grauer „	8,40	13,30	4,90
3. Eigroßer Schotter mit Sand . . .	13,30	16,20	2.90
4. Kreidegrund (166.8 m M.H., 8.2 m unter dem Elbbette)[1]	16,20	—	–

II. Etwa 250 m weit im Osten wurde eine ähnliche Schichtenserie (Firma J. Zima aus Chlumec a. d. Cidlina) aufgefunden:

	Lage der Oberkante m	Lage der Unterkante m	Mächtigkeit m
1. Sand mit Humus	0	0,50	0,50
2. Weißer feiner Sand	0,50	2,90	2.40
3. Gelber Sand	2,90	7,00	4.10
4. Graner „	7,00	9,00	2.00
5. „ „ ein wenig gröber . . .	9,00	12,00	3,00
6. Schotter mit Sand	12,00	13,50	1.50
7. Kreidegrund (169.5 m M.H., 5,5 m unter dem Elbbette)	13,50	—	—

III. Im Süden beim neuen Kurhause am Rande des Waldes, etwa 250 m südlich von der ersten Bohrung, wurden folgende Schichten durchsunken (Firma J. Zima):

[1] Für die im Mittel 18 km breite, mit Diluvialterrassen bedeckte Elbeniederung ist diese Differenz keineswegs unansehnlich. Sie gleicht fast $\frac{1}{3}$ der Mächtigkeit der Anschwemmungen.

	Lage der Oberkante m	Lage der Unterkante m	Mächtigkeit m
1. Sandiger Humus	0	0,20	0,20
2. Gelber Sand	0,20	0,70	0,50
3. Weißer „	0,70	3,50	2,80
4. Gelber „	3,50	3,70	0,20
5. Weißer „	3,70	7,00	3,30
6. Grauer „	7,00	12,00	5,00
7. „ gröberer Sand	12,00	15,00	3,00
8. Schotter mit Sand	15,00	15,50	0,50
9. Kreidegrund (167,5 m M.H., 7,5 m unter dem Elbbette)	15,50	—	—

Die obere Kante aller drei Bohrlöcher weist eine Meereshöhe von ungefähr 183 m auf.

IV. In einer Entfernung von 370 m im Westen von der ersten Bohrung wurde ein Bohrloch von der Prager Böhmischen Sparkasse angelegt. Dasselbe befindet sich bei der Mündung des Mühlbaches in die „Alte Elbe“ (177 m M.H.). Die Schichtenfolge:

	Lage der Oberkante m	Lage der Unterkante m	Mächtigkeit m
1. Rotschwarzer Schlamm	0	0,70	0,70
2. Grauer Sand und nußgroßer Schotter	0,70	4,35	3,65
3. Schwarzgrauer eigroßer Schotter mit Sand	4,35	8,85	4,50
4. Kreidegrund (168,15 m M.H., 6,85 m unter dem Elbbette)	8,85	—	—

V. Bohrloch im Osten der Stadt Sadská (188,5 m M.H., 1250 m weit südlich vom Elbeufer):

	Lage der Oberkante m	Lage der Unterkante m	Mächtigkeit m
1. Humus	0	1,00	1,00
2. Feiner Sand	1,00	8,00	7,00
3. Lehm, durch Humus schwarzgefärbt und schlammig	8,00	11,00	3,00
4. Sand mit Schotter	11,00	19,00	8,00
5. Schotter mit wenig Sand	19,00	21,00	2,00
6. Kreidegrund (167,5 m M.H., 7,5 m unter dem Elbbette)	21,00	—	—

VI. Etwa 200 m westlich davon wurde wieder eine Bohrung angebracht, wo die dritte Schicht eine größere Mächtigkeit gewann, aber die gesamte Mächtigkeit des Diluviums blieb unverändert. Die beiden letzteren Bohrungen wurden von der Firma J. Zima durchgeführt.

Die durchörterten Sand- und Schotterschichten gehören drei Akkumulationsterrassen[1] verschiedenen Alters, der jüngsten Terrasse, der höher liegenden Zvěříneker Terrasse und der noch höheren Třebestovicer Terrasse, deren letztere eine Unterlage für beide anderen bildet und diese auch an Mächtigkeit[2] und relativer Höhe der Oberkante (bis 14 m) übertrifft, wie aus der beistehenden Fig. 1 ersichtlich ist. Oben ist die Terrasse mit einer wenig mächtigen Sandschicht bedeckt[3].

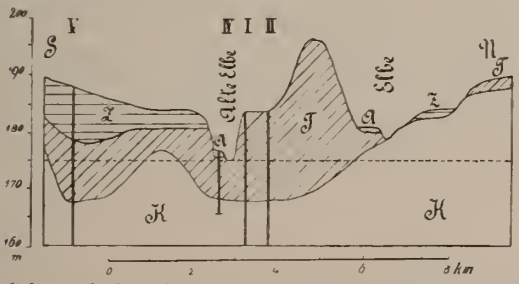


Fig. 1. Schematisches Profil der diluvialen Bildungen bei Sadská. *K* = Kreidegrund, *T* = Třebestovicer Terrasse, *Z* = Zvěříneker Terrasse, *A* = jüngste Terrasse. *I*—*V* = Lage der Bohrlöcher.

Der Fluß fließt jetzt höher, die erosive Tätigkeit scheint gelähmt zu sein. Bei dem Versuche, die Entwicklung der Erscheinung aus der Dynamik des Flusses zu erklären, muß man dreierlei Ursachen in Erwägung ziehen. Entweder hob sich das untere Denudationsniveau, d. h. die Meeresoberfläche bei der Mündung der Elbe, oder der ganze Unterlauf des Flusses ist gestiegen. Ein zweiter Fall wäre der, daß das Terrain im Oberlaufe eingesunken ist. Es dürfte aber auch ein dritter Fall möglich sein, daß nämlich bei der unveränderten Höhe des Ober- und des Unterlaufes nur die beschriebene Gegend („Nimburger" Ebene nach Schneider[4]) nach der Ablagerung der Třebestovicer Terrasse eingesunken ist.

---

[1] Cfr. Autor: Die Terrassen der mittleren Elbe in Böhmen Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt in Wien. 1912. No. 11. S. 272 ff.

[2] Bis 27 m mächtig, also um 11 m mehr als bei Leipzig (cfr. Wahnschaffe: Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 1909. p. 70).

[3] Cfr. Autor: Ein Beitrag zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse in der Umgebung von Sadská. Bulletin international de l'Académie des Sciences de Bohême. 1909. p. 3 ff.

[4] K. Schneider: Zur Orographie und Morphologie Böhmens. 1908. p. 173.

Für das Steigen des unteren Denudationsniveaus haben wir keine schwerwiegenden Belege. Man muß zwar zugeben, daß sich nach dem Verschwinden der Eismassen in Norddeutschland ein relatives Ansteigen des erleichterten Landes im Sinne der isostatischen Theorie vollzog. Es blieb aber auch die Meeresoberfläche keineswegs von einer vertikalen Veränderung verschont; sie ging zurück, da die Eismassen ihre gewaltige Anziehungskraft nicht mehr ausübten. Beide Wirkungen arbeiteten folglich im entgegengesetzten Sinn. Wichtig ist, wie es Engelmann[1] feststellte, daß die Divergenz der Terrassen im Unterlaufe der Elbe in Böhmen wächst. Es scheint daraus zu folgen, daß das fragliche Niveau eher gesunken ist. Die herannahenden und das abfließende Wasser stauenden Eismassen Deutschlands in diluvialen Eiszeiten konnten nur für den bisher vielumstrittenen Unterlauf des Elbeurstromes von Bedeutung sein, nicht aber für den Flußlauf in Böhmen. Das Elbbett in Böhmen konnte sich dadurch nicht erhöhen. Um das zu beweisen, möchte ich zuerst die Frage beantworten, was geschieht, wenn die Gefällskurve (Fig. 2, schwache Linie) durch das Steigen des unteren Denudationsniveaus kürzer wird.

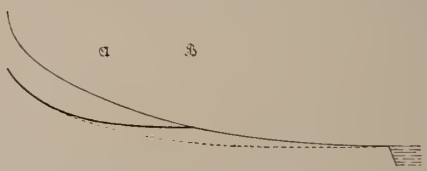


Fig. 2. Die alte Gefällskurve eines Flusses (volle schwache Linie), die neue Gefällskurve nach dem Erhöhen des unteren Denudationsniveaus bis zu *B* (starke Linie), die mutmaßliche Gefällskurve beim Ausbleiben dieses Erhöhens (gestrichelte Linie). Die beiden letzteren nach dem Ablaufe eines großen Teiles des Erosionszyklus gedacht.

Das Wasser folgt nur der Schwere, und wenn die vorangehende Wassermenge plötzlich (bei *B* in Fig. 2) ihre Geschwindigkeit verliert, steigt das Wasser, setzt suspendierte Körner ab und fließt auf der Oberfläche der letzteren weiter. Eine Rückwirkung auf die weit stromaufwärts gelegenen Massen scheint auf den ersten Blick kaum möglich, wohl aber wird sich die verkürzte Gefällskurve ein wenig anders entwickeln als der entsprechende Teil der langen Gefällskurve. Das liegende Stück der letzteren bleibt stets geneigt, jenes der ersteren wird aber bald fast wagerecht. d. h. der liegende Ast der verkürzten Gefällskurve wird nur zur Horizontalebene des Denudationsniveaus vertieft, bei der ursprünglichen langen Gefällskurve wird der bezügliche Teil in allen Punkten gleichmäßig vertieft. Es vollzieht sich demgemäß im

[1] R. Engelmann: Die Terrassen der Moldau-Elbe zwischen Prag und dem Böhm. Mittelgebirge. Geogr. Jahresber. aus Österr. 1911.

Teile $A—B$ der langen Kurve eine tiefere Erosion, als wenn sie verkürzt wäre. Das Ansteigen der Meeresoberfläche, die Hemmung durch Eismassen, die Hebung des unteren Denudationsniveaus überhaupt wirkt demgemäß lähmend auf die Erosion. Wenn die vorigen vertikalen Bedingungen wieder eintreten, wird das Flußbett in A zerschnitten werden und ein neues Flußbett samt einer neuen Terrasse wird sich unterhalb des alten entwickeln. Bei uns liegt aber der Fall ein wenig anders. Die Oberfläche unserer jungen Terrassen (Fig. 1, A, Z) liegt zwar tiefer als jene der älteren Terrasse (Fig. 1, T), das Flußbett dagegen höher. Es muß folglich bei uns der das steigende untere Denudationsniveau voraussetzende Erklärungsversuch scheitern selbst ohne die Beobachtungen Engelmann's.

Dasselbe gilt von dem zweiten Erklärungsversuch, der den sinkenden Oberlauf des Flusses[1] voraussetzt. Eine ähnliche Untersuchung zeigt, daß auch dann die Erosion verlangsamt, unser Flußbett aber nicht erhöht würde.

Es bleibt nur der dritte Teil übrig, daß nämlich die Elbeebene in dem beschriebenen Gebiete nach der Ablagerung der Třebestovicer Terrasse eine Senkung erlitten hat. Den Grund dazu dürfte man wohl in dem enormen Gewichte der abgelagerten Massen suchen.

Die Wassermassen, die bei jeder Hochflut das Flußbett erfüllen, arbeiten eifrig an der seitlichen Erosion des Geländes, vertiefen aber das Flußbett unmerklich, wie es der im Laufe der Jahrhunderte beständige Wasserstand und die nicht verschwindenden Stromschnellen beweisen. Ich meine, daß auch die Glazialfluten ohne bedeutende Wirkung für die Tiefenerosion (Tiefenschurf) waren.

Von der Tiefenerosion muß man den Vorgang der Akkumulation scharf trennen. Letztere kann nur dort gedeihen, wo der Fluß mäandrieren und in den „toten" Schlingen während der Hochfluten viel Sand und Schotter in relativ ruhigerem Strome ablagern kann. Es sind keine Seen dazu nötig, gerade umgekehrt. Es konnten unsere Sand- und Schotterschichten keineswegs in Seen entstehen, da sie zwei charakteristische Merkmale der Seeablagerungen, ein Lehmlager in der Mitte des Beckens und durch Wellenschlag entstehende Blockdämme an seinem Rande nicht besitzen. Wenn die Elbe in der toten Serpentine bei der Hochflut reiche Sedimente ablagert, gilt es zugleich nicht von ihrem gewöhnlichen Flußbett. Steigt die Oberfläche des Stromes, so vergrößert sich zugleich seine Transportfähigkeit. Das Hauptbett

[1] Diese vertikale Veränderung ist sehr wahrscheinlich, da Meissner gewisse Andeutungen von Versenkungen der Elbeniederung bei der Mündung der Stillen Adler entdeckte. (A. Meiszner: Die Talgeschichte der Stillen Adler in Böhmen. Geogr. Jahresber. aus Österr. IX. 1911. p. 221.)

wird gereinigt und alles, was in der Stromlinie abgelagert wurde, wird fortgeschwemmt. Bringt der Fluß viel Material, muß er auch viel fortschaffen. Wenn ausnahmsweise (z. B. infolge eines Felssturzes oder Hebung des Oberlaufes) eine Knickung in der Gefällskurve entstünde, würde sie bald durch rückschreitende Erosion eingeebnet werden[1]. Es ist wohl der Schluß richtig, daß die Meereshöhe der Flußsohle nicht von klimatischen Änderungen dauernd beeinflußt wird, und daß folglich bei uns nur die erwähnten tektonischen Vorgänge die Hauptrolle spielten. Die isostatische Einsenkung im Sinne des Rühl'schen Erklärungsversuchs[2] gewinnt noch mehr an Bedeutung, da es in der breiten, mit diluvialen Schichten vollgepfropften „Nimburger" Ebene an alten unterirdischen Störungslinien[3] nicht fehlt.

Ähnliche Verhältnisse in diluvialen Schichten hat Hibsch[4] im Unterlaufe der Elbe in Böhmen beobachtet. In der Erosionsmulde von Bodenbach—Tetschen reicht die „Mittelterrasse" bis zum felsigen Grunde, so daß alle Flußanschwemmungen der jüngeren Zeiten („Niederterrasse") über den Absätzen der „Mittelterrasse" sich ablagerten. Nach der Ablagerung dieser Terrasse fand in Nordböhmen eine bis in Felsengrund reichende Flußrinnenvertiefung nicht mehr statt, ebensowenig eine allgemeine Abtragung, da die denudierenden Kräfte erlahmten.

Da auch in Deutschland z. B. an der Küste der Ostsee und der Nordsee die Unterkante des Diluviums nach der Küste zu bedeutend unter die jetzigen Flußbette[5] herabsinkt, dürften die hier angedeuteten Folgerungen eine allgemeine Bedeutung haben.

Personalia.

Habilitiert: Dr. P. Kessler als Privatdozent für Geologie und Paläontologie in Straßburg i. E.

[1] Damit steht im Einklang die Beobachtung Stiny's, daß bei verheerenden Wildbachausbrüchem (z. B. bei der großen Hochwasserflut des Jahres 1882) zwar die Sohle ganz beträchtlich erhöht wird; aber in den folgenden Jahren tiefen sich die Alpenflüsse und -bäche, ihr altes Bett suchend, wieder ein. Diese Tieferlegung der Sohle kann lokal über den Aufschüttungsbetrag hinausgehen. (J. Stiny: Fortschritte des Tiefenschurfes in der Gegenwart. Geol. Rundschau. Leipzig 1912. Bd. III. Heft 3. p. 166 ff.)

[2] A. Rühl: Isostasie und Peneplain. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. 1911. p. 479 ff.

[3] Autor: Ein Beitrag zur Kenntnis des Untergrundes der Kreide in Böhmen. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt in Wien. 1912 p. 292 ff.

[4] J. E. Hibsch: Versuch einer Gliederung der Diluvialgebilde im nordböhm. Elbtale. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt in Wien. 44. p. 644. 646. 648.

[5] Wahnschaffe, l. c. p. 66 ff.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Zur Frage über die Identität des Podolits und Dahllits.

Von **W. Tschirwinsky** in Kiew.

Mit 1 Textfigur.

Im Jahre 1910 erschien im American Journal of Science eine Mitteilung von W. Schaller[1], in welcher der Autor, meine Analysen des Podolits mit den Dahllit-Analysen H. Bäckström's vergleichend, den Schluß einer Identitätsmöglichkeit beider genannten Minerale zieht.

In meiner Mitteilung „Über Podolit, ein neues Mineral[2]“, führte ich zwei Analysen an, von denen die eine an einzelnen kleinen Kristallen vollzogen wurde (No. 7). Die Menge der Substanz, welche ich für die Analyse sammeln konnte, war sehr klein, was die Genauigkeit der Analyse etwas vermindert hat. Die andere (No. 1) führte ich dagegen an einer überaus reinen Podolitkonkretion aus. Letztere ist bedeutend wichtiger, da sie mit besonderen Vorsichtsmaßregeln ausgeführt wurde und die Durchschnittszahlen einer ganzen Reihe von Bestimmungen liefert, was ich leider in meiner Mitteilung nicht verzeichnet habe[3].

Ich nahm eine Anzahl von Bestimmungen gerade deshalb vor, um überzeugt zu sein, daß das von mir beschriebene Mineral sich chemisch von dem ihm nahestehenden Mineral Dahllit unterscheidet. Deshalb würde ich es für überflüssig halten, eine neue Analyse vorzunehmen. Aber bei meinen früheren Analysen war die Quantität des Kristallisationswassers nicht ermittelt worden und W. Schaller bemerkt vollkommen richtig, daß solche sekundäre Minerale, wie Podolit und Dahllit, Kristallisationswasser enthalten müssen.

Zurzeit habe ich eine neue Analyse (No. 9) der reinen Podolitkonkretion (sekundärer umkristallisierter podolischer Phosphorit aus dem Dorf Krutoborodinzy) gemacht. Die Probe ist sorgfältigst mikroskopisch untersucht worden. Die Hauptmasse der

[1] W. Schaller, The probable Identity of Podolith with Dahllite. p. 309—311. Siehe gleichfalls die Übersetzung in Zeitschrift für Kristallographie. 1911. p. 559—561. (N. Jahrb. f. Min. etc. 1912. I. -34-.)

[2] Dies. Centralbl. f. Min. etc. 1907. 279.

[3] Darüber siehe den gleichzeitig gedruckten Aufsatz „Chemische und mikroskopische Untersuchung der Podolischen Phosphorite“. „Mémoires de la Société des Naturalistes de Kieff“. 1907. p. 785. Mit deutschem Resumé. (N. Jahrb. f. Min. etc. 1909. II. -357-.)

Konkretion besteht aus fest verwachsenen kleinen (0,05—0,15 mm) Kristallen und Sphärolithen; $CaCO_3$ ist nicht vorhanden, doch scheiden sich beim Lösen der Kristalle in HCl CO_2-Bläschen aus, weshalb jeder Gedanke daran, daß vielleicht ein Gemenge von Kalkspat vorliege, vollständig ausgeschlossen ist. Von fremden Beimischungen wurde sekundärer Quarz, Flocken organischen Stoffes, dunkelbraunes Eisenoxyd und eine unbedeutende Quantität von Glaukonit gefunden.

Die Analyse No. 9 ergab folgende Resultate:

	1. Bestimmung	2. Bestimmung	Mittel
Hygroskop. Wasser . . .	0,34	0,39	0,37
Allgem. Wasserquantität .	(1,48)	(1,57)	(1,53)
Kristallisationswasser . .	1.14	1,18	1,16
CaO	50,72	—	50,72
P_2O_5	37,08	—	37,08
CO_2	4,32	—	4,32
F	0,29	—	0,29
SiO_2	4.18	—	4,18
Organische Substanz . . .	0,52	—	0,52
			98,64
Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O, Na_2O und anderes	—	—	1,36
			100,00

Aus dieser Analyse ersieht man erstens, daß die untersuchte Podolitkonkretion sich als äußerst rein erweist: nach Abzug des ungelösten Restes fallen auf die übrigen Elemente nur 1,36 %. Zweitens finden wir, daß beim Vergleich der Daten der oben angeführten Analyse mit meinen zwei früheren Analysen sie alle ein sehr ähnliches Resultat ergeben, was aus den folgenden Zahlen zu ersehen ist:

	Podolit	
	Kristallin. Aggregat N 1	Kristalle N 7
CaO	51,31 [1]	51,15
P_2O_5	36,44 [1]	39,04
Al_2O_3	0,46	—
Fe_2O_3	1,73	3,04
Org. Stoff . .	0,56	—
K_2O	0,45	—
Na_2O	0,66	—
CO_2	4,18 [2]	3,90
F	0,26 [3]	—
SiO_2	4,87	97,13
	100,92	
	0,08 (O für F).	
	100,84	

[1] Mittel aus 3 Analysen. [2] Mittel aus 5 Analysen. [3] Mittel aus 4 Analysen.

Die Säuren mit Basen verbindend und auf 100 umrechnend, haben wir:

Tabelle I (Podolit)

Theoretische Zusammensetzung	$Ca_3(PO_4)_2$	$CaCO_3$
$3Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaCO_3$ . .	*90,29*	*9,71*
N 1	89,56[1]	10,44[1]
N 7	90,57	9,43
N 9	89,18	10,82
Durchschnitt der drei .	*89,77*	*10,23*

Folglich ergeben die bisher gemachten drei Podolitanalysen sehr ähnliche Resultate und entsprechen sehr nahe der Formel $3Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaCO_3$. Wenn man das Kristallisationswasser in Betracht zieht, welches von allen oben angeführten Analysen nur bei der Analyse No. 9 bestimmt wurde, so kann der Bestand des Podolits genauer durch die Formel $12Ca_3(PO_4)_2 \cdot 4CaCO_3 \cdot 3H_2O$ oder kürzer $3Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaCO_3 \cdot {}^3/_4H_2O$ ausgedrückt werden, wie aus folgendem Vergleich zu ersehen ist:

Tabelle II (Podolit)

	$Ca_3(PO_4)_2$	$CaCO_3$	H_2O
Analyse N 9	88,06	10,68	1,26
theoretisch:			
$3Ca_3(PO_4)_2 CaCO_3 \cdot {}^3/_4H_2O$ . .	89,12	9,58	1,30

Bei der Bestimmung des Wassergehaltes im Podolit bediente ich mich der Methode Brush-Penfield. Es besteht wohl schon lange das Bedürfnis nach rationelleren und einheitlichen Methoden zur Bestimmung des Wassergehaltes in den Phosphaten. Der Wassergehalt wird bei alten Analysen und nicht selten auch jetzt einfach durch den Glühverlust ermittelt; wenn man jedoch in Betracht zieht, daß eine ganze Reihe von flüchtigen Verbindungen in den Phosphaten enthalten ist, wie Fluor, CO_2 und namentlich mit dem Phosphat verbundene Kohlensäure (Podolit, Dahllit, Staffelit, Frankolit), wobei letztere nicht vollkommen ausgeschieden wird, so vertraut man den Daten, welche den Wassergehalt der Phosphate[2] betreffen, nicht vollständig.

Die trefflichste Methode zur Bestimmung des Wassergehaltes in den Phosphaten ist, meiner Ansicht nach, die Brush-Penfield'sche und zur Ermittlung des Fluorgehaltes diejenige von Rose-Jannasch.

Was den Dahllit anbelangt, so haben wir bisher folgende zwei Analysen desselben:

[1] Durchschnitt aus einer Reihe von Bestimmungen.

[2] Dieser Umstand bewog mich u. a. in meiner Arbeit „Zur Frage über die mineral Natur der Phosphorite" nur deren entwässerten Bestand anzuführen. N. Jahrb. 1911. II. p. 71.

	a[1]	b[2]	
P_2O_5	38,40	38,44	
CaO	53,65	53,00	
F	—	—	
CO_2	5,30	6,29	
H_2O	2,10	1,37	
$Al_2O_3 + Fe_2O_3 + F$	0,57	0,79	Fe_2O_3
	100,02	0,11	K_2O
		0,89	Na_2O
		100.89	

Die Säuren mit Basen verbindend und auf 100 umrechnend, haben wir:

Tabelle III (Dahllit)

theoretisch	$Ca_3(PO_4)_2$	$CaCO_3$	H_2O
$2\,Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaCO_3 \cdot {}^1/_2 H_2O$	85,05	13,72	1,23
a	85,56	12,30	2,14
b	84,26	14,36	1,38
Mittel aus beiden	84,91	13,33	1,76

Tabelle IV (Dahllit)

theoretisch	$Ca_3(PO_4)_2$	$CaCO_3$
$2\,Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaCO_3$	*86,11*	*13,89*
a	87,43	12,57
b	85,44	14,56
Mittel aus beiden	*86,44*	*13,56*

Aus den angeführten Tabellen sehen wir, daß beide Analysen (a und b) der Formel $2\,Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaCO_3 + aq.$ sehr nahe entsprechen, doch ist der Wassergehalt etwas verschieden: die Analyse **b** entspricht mehr ${}^1/_2 H_2O$, die Analyse **a** dagegen mehr der Formel mit $1\,H_2O$. Folglich kann der Bestand des Dahllits auf Grund der vorhandenen 2 Analysen durch die Formel $2\,Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaCO_3 + n\,H_2O$, wo $n = {}^1/_2 - 1$, ausgedrückt werden.

Wenn wir nun die Tabellen I und IV, II und III vergleichen, so sehen wir, daß der Podolit und Dahllit sich wirklich chemisch unterscheiden, indem der Podolit im Vergleich zum Dahllit ärmer an Kohlensäure und reicher an Phosphorsäure ist. Am besten läßt sich dieser Unterschied durch das Verhältnis $P_2O_5 : CO_2$ ausdrücken:

[1] M. Pisani in Lacroix, Compt. rend. **150**. 1390. 1910; auch A. Lacroix, Minéralogie de la France. 1910. **4**. 556.

[2] W. Brögger und H. Bäckström, Dahllit, ein neues Mineral von Ödegården, Bamle, Norwegen. Meddelanden från Stockholms Högskola. No. 77, in Ofv. Vet.-Akad. Förh. 1888. 493. Auszug Zeitschr. f. Krist. 1890. **17**. 426 und N. Jahrb. f. Min. etc. 1890. II. -223-. Auch Zeitschr. f. Krist. **23**. 1894. p. 164.

Analyse	Podolit $P_2O_5 : CO_2$		Dahllit $P_2O_5 : CO_2$
N. 1	8,72 : 1	Anal. a	7,24 : 1
N. 7	10 : 1	„ b	6,11 : 1
N. 9	8,58 : 1	durchschnittlich	*6,67 : 1*
durchschnittlich .	*9,10 : 1*		

Auf Grund der angeführten Facta muß man meiner Meinung nach zur Überzeugung kommen, daß der Podolit und Dahllit zwei völlig selbständige, wenn auch chemisch verwandte Minerale sind. Podolit — $3\,Ca_3(PO_4)_2\,CaCO_3 + nH_2O$, Dahllit — $2\,Ca_3(PO_4)_2\,CaCO_3 + nH_2O$, wo $n = {}^1/ - 1$.

Was die physikalischen und optischen Eigenschaften: Härte, spezifisches Gewicht, Farbe, Brechungsexponent, optischen Charakter, Stärke der Doppelbrechung[1] anbelangt, so sind sie einander sehr ähnlich, doch muß man bedenken, daß noch zwei andere, dem Podolit und Dahllit verwandte Minerale — Frankolit und Staffelit —

beinahe dieselben Eigenschaften besitzen. Mit letzterem hat der Podolit noch mehr Ähnlichkeit, dank den gleichen optischen Anomalien, welche sich dann äußern, wenn der Durchschnitt senkrecht zur Vertikalachse verläuft[2].

A. Lacroix hält (l. c. p. 558) den Frankolit und Staffelit für identische Minerale. Mir scheint, daß eine solche Schlußfolgerung noch durch neue Analysen bestätigt werden muß. Es unterliegt

[1] Nur die Frage über die Doppelbrechung, welche beim Podolit 0.0075 beträgt, bleibt ungelöst; was den Dahllit und Staffelit anbelangt, so führen die Forscher keine genaue Ziffer an, sondern weisen nur darauf hin, daß dieselbe „etwas größer als beim Apatit" ist.

[2] A. Lacroix, Mineralogie de la France. 1910. 4. 558, u. W. Tschirwinsky, Über Podolit etc., dies. Centralbl. 1907. p. 281.

keinem Zweifel, daß der „Frankolit", dessen Analyse Lacroix auf p. 559 anführt, mit dem Staffelit identisch ist, dessen Namen er auch tragen müßte [1].

Auf der vorstehenden Photographie sind zwei Podolitkonkretionen (sekundäre umkristallisierte podolische Phosphorite aus dem Dorf Krutoborodinzy) abgebildet, welche die Form eines dreiachsigen Ellipsoids haben (Achsenlänge 8,4, 13,4 und 14,4 cm). Die Analyse No. 9 bezieht sich auf die rechts abgebildete.

Man muß bemerken, daß nicht alle sogenannten umkristallisierten Phosphorite der besagten Gegend Podolite sind; viele haben einen bedeutenden Fluorgehalt, deshalb kann man voraussetzen, daß sie auch andere Phosphate, analog dem Staffelit und Frankolit, enthalten. In optischer Beziehung sind sie nicht zu unterscheiden [2].

Um einen genauen Unterschied festzustellen, ist eine Fluorbestimmung notwendig.

Kiew, Universität des Heil. Wladimir, Min. Kabinett.

Die vulkanischen Erscheinungen der Erde.

Von **Karl Schneider** in Kaaden a. Eger.

Mein im Juni 1911 bei Gebrüder Borntträger in Berlin herausgegebenes Werk „Die vulkanischen Erscheinungen der Erde" hat im allgemeinen eine freundliche Aufnahme in der Fachliteratur gefunden. Wenigstens sprechen dafür die ausführlichen Besprechungen, welche das Werk allenthalben gefunden hat [3], wenn auch im einzelnen, wie zu erwarten war, manche Entgegnungen gegeben wurden. Es ist daher notwendig, auf einzelne Ausführungen zu antworten, da diese vielfach auf eine falsche Voraussetzung und Auffassung zurückzuführen sind.

[1] Zum Vergleich des chemischen Bestands des Frankolits und Staffelits siehe Dana. System of Mineralogy. p. 766, die Analysen No. 11 und No. 37 und ebenso die von J. Roth in seiner „Allgemeinen und chemischen Geologie" 1879 gegebene Formel des Frankolits.

[2] Näheres darüber siehe meine Arbeit „Zur Frage über die mineralogische Natur der russischen Phosphorite." N. Jahrb. 1911. II. p. 59—61, 54—55. 73, auch „Chemische und mineralogische Untersuchung der podolischen Phosphorite", l. c. p. 744—789 (N. Jahrb. f. Min. etc. 1902. II. -357-).

[3] Von Besprechungen kamen mir zu: Salomon, W., Geologische R. **2**. p. 241. — Milne, J., Nature. **87**. p. 410/11. — B(ecker), J., Am. J. of Sc. **32**. p. 323. — Arldt, Th., Naturw. R. 1912. p. 37/38. — Graf, E., Wissenschaftl. R. Jg. 1911/12. p. 163. — Sapper, K., dies. Centralbl. 1912. p. 1—8 und G. Z. 1912. p. 346/347. — Johannsen, A., The journal of Geology. 1912. p. 84—88. — Hoernes, R., P. M. 1912. p. 287. — Allg. Handelsblatt Amsterdam. 29/2. 1912. — Friedländer, J., Gerland's Beiträge zur Geophysik. **11**. p. 299—315.

Zunächst gegen den mehr allgemeinen Vorwurf, ich habe das Wesen des Vulkanismus zu einseitig oder überhaupt nicht erfaßt, indem ich den chemisch-physikalischen Verhältnissen keine oder doch zu geringe Aufmerksamkeit gewidmet habe.

Der Kern der Frage liegt eben in der Auffassung. Ich habe den Vulkanismus folgendermaßen definiert und für diese Begriffsbestimmung auch die Anerkennung erhalten: Vulkanismus ist jene Erscheinung, bei welcher aus der Erdtiefe *juvenile Massen in oder auf die Erdkruste* gebracht werden.

Danach liegt das Wesen des Vulkanismus in den Massen, welche umgelagert werden, und implicite, wie sie sich in ihrer Gesamtheit in oder auf der Erdkruste lagern. Richtig ist daher nur der Vorwurf, daß ich auch den Intrusionserscheinungen Beachtung schenken muß. Aus äußeren Gründen habe ich aber davon Abstand genommen.

Nur in den Massen, ihrem kosmischen Auftreten, ihrem Werden in bestimmten Formen infolge eigener Phasenentwicklung des Vulkanismus, ihrer Periodizität in der Zeitfolge und ihrer Verbreitung nach geographischen Gesetzen sehe ich das Wesen des Vulkanismus. Und diese vier großen Leitgesetze sind es auch, welche sich durch mein Werk hindurchziehen. Nur auf dieses begrenzte Gebiet kann sich meiner Meinung nach die deskriptive Vulkanologie verlegen und die Fragen, welche das Wesen des Phänomens nach diesen angegebenen Richtungen hin heischt, zu beantworten suchen, denn trotz Laboratorium und Beobachtung im Felde bleibt *der Weg, in welcher Weise, wie* diese Prozesse vor sich gehen, ein genetischer, d. h. theoretisch-hypothetischer.

Welche Resultate immer auf chemisch-physikalischem Wege im Laboratorium gebracht werden, können sie doch über das Wesen des Vulkanismus meiner Meinung nach keinen Aufschluß bringen, wie ich ausdrücklich hervorgehoben und begründet habe.

Man wird mich besser verstehen, wenn ich ein Analogon aus der dynamischen Geologie wähle. Das Wesen der Gebirgsbildung besteht in der Umlagerung *vorhandener Erdkrustenstücke*, wie es vor sich geht, ob durch Faltung oder Schub, Hebung oder Senkung, ist ein anderer Weg. Das Gebirge an sich, ohne *genetische* Probleme zu erörtern, ist Objekt des nächsten Studiums und führt zur Einteilung der verschiedenen Gebirgskategorien.

Ist auf Grund solcher Überlegungen das Arbeitsgebiet abgesteckt, so muß ich versuchen, wieder nur aus den *Massen* das Wesentliche und Charakteristische herauszuschälen. Dieser Weg führte naturgemäß zur Aufstellung einer Systematik, welche abweichen mußte von den bisherigen gleichartigen Versuchen, da der Weg, der eingeschlagen wurde, ein bislang unbegangener war. Die so gefundene, rein deskriptive Systematik leitete hinüber zu

der genetischen Einteilung und ergab, daß beide sich decken. Damit aber ist eine der höchsten Forderungen, welche die Wissenschaft an eine Disziplin stellt, erfüllt. Sollte die Systematik klar und deutlich werden, mußte auch die Nomenklatur der einzelnen Gruppen und Spezialformen fest und bestimmt sein.

Diese Systematik und Nomenklatur ist der zweite mehr allgemeine Vorwurf, der gegen mein Werk erhoben wurde. Allgemein ist die Anerkennung, daß ich von den modernen Bestrebungen, lokale Bezeichnungen als termini technici einzuführen, Abstand genommen habe. Zugestimmt wurde mir, daß ich die völlig irrigen Bezeichnungen „homogen" und „Stratovulkan" einer Kritik unterzogen habe und dafür richtigere Worte (rheumatitische, rheuklastische und klasmatische Vulkane) prägte. Nicht nur darin, daß diese Namen „im Sprachgebrauch vielfach bequemer zu handhaben sein dürften als die bisherigen", sondern darin, daß sie die Natur der jeweiligen Feuerberge kurz und scharf bezeichnen, liegt meiner Meinung nach der Fortschritt. Nichts ist m. E. unwissenschaftlicher, als von „Aschen"vulkanen zu sprechen. Die deutsche Sprache bezeichnet unter „Asche" etwas ganz Bestimmtes, den Rückstand nach einem Verbrennungsprozeß. Seitdem die Anschauung abgelehnt ist, daß brennende Kohlen- und Schwefellager die Ursache vulkanischer Paroxysmen sind, seitdem ist auch die Bezeichnung „Asche" für den feinen und feinsten Auswurf von Vulkanen falsch.

Für „Aschen", Lapilli, Rapilli, Bomben habe ich eben Klasmatika eingeführt. Gewiß kann man das halbdeutsche Wort Lockermaterial, Lockerprodukt als Sammelnamen gebrauchen. S. Passarge hat erst vor kurzem wieder deutsche Termini für die deutsche Wissenschaft verlangt[1]. Im nationalen Kampfe aufgewachsen, stehe ich gewiß auf der völkischen Seite. Aber unsere Sprache hat einmal keine kurze Bezeichnung für ein Gebilde, das wie der Vesuv aus ehemals flüssigen und lockeren Massen aufgebaut ist, wie es die Wissenschaft braucht. Das, was in dem Begriff rheuklastisch gesagt ist, kann mir kein deutsches Wort so kurz und scharf wiedergeben. Spreche ich aber von rheuklastischen Gebilden, so muß ich, logisch konsequent vorgehend, die beiden Grundtypen auch in gleicher Form mit einem Kunstausdruck bezeichnen und von rheumatitischer und klasmatischer Förderung reden.

Ist das Wesen des Vulkanismus in den Massen, die gefördert werden, und damit in den so geschaffenen Gebilden, so kann ich nur tiefer eindringen, wenn ich diese in eine Systematik zu bringen versuche, sofern die Natur eine solche gestattet. Auch diese so gewonnenen Typen verlangen eine feste Nomenklatur. Ich

[1] S. Passarge, Physiolog. Morphologie. Hamburg 1912. p. 19 (151).

habe mich wieder für Kunstausdrücke entschieden. Sie sind es, welche wohl die meiste Ablehnung erfahren haben. „Sie werden nicht den Beifall der Philologen finden." Bei aller Hochachtung vor der Philologie lassen mich die Philologen kühl, wenn ich nur mit den geschaffenen Terminis das Richtige getroffen habe. Die Paläontologie, Medizin u. v. a. Wissenschaften werden mit ihren Kunstausdrücken nicht immer den Beifall der Sprachforscher gefunden haben und doch haben ihre Bezeichnungen der jeweiligen Disziplin nach vorn geholfen und ihr in den meisten Fällen eine Exaktheit geschaffen, um die wir sie beneiden können.

Ich hebe aus meiner Terminologie die Aspite oder Aspide hervor. Der deutsche Name ist Schildvulkan. Hat sich nicht in der letzten Zeit das Bestreben geltend gemacht, dafür das isländische Wort Dýngja einzuführen mit der Begründung, die isländischen Schildvulkane sehen doch anders aus als das, was ein umgestürzter Schild vorstellt? Enthalten nicht die „Aspiden" eine Reihe von Variationen des Begriffes „Schild"? Der Bau einer „Konide" ist anders, als das, was wir uns unter einem Kegel vorstellen. Die Flanke eines Kegels ist geradlinig, die einer Konide aber entspricht, wie ich gezeigt habe (p. 56), einer Konkavlinie, und zwar von allem Anfang an, nicht erst durch äußere Agenzien geworden. Ein „Dom" ist etwas anderes im Deutschen, als was wir unter Domvulkan falscherweise bezeichnen. Um die konvexe Seite der Flankenböschung auszudrücken, müßten wir richtiger von „Kuppelbergen" sprechen. Die Tholoide (θόλος, die Kuppel) ist kürzer als das zusammengesetzte Wort Kuppenberg, Kuppelberg. Ein „Nadelberg" ist für die deutsche Sprache und unsere nächste Vorstellung doch so weit verschieden, daß wir den terminus Belonite eher annehmen werden. Das französische cône = Kegel, Zapfen, Zuckerhutform kann aus praktischen Gründen der Konide wegen nicht gewählt werden.

Die Homate, der Ringwallberg, und das Maar erklären sich aus dem Gesagten, es bleibt nur die Pedionite = die vulkanische Ebene. Der landläufige Ausdruck ist Deckenergüsse. Mit Verlaub! Ist ein stromartiger Erguß nicht auch bereits eine Decke? Selbst Klasmatika lassen weite Decken entstehen. Der Terminus soll nichts anderes besagen und besagt zunächst auch nichts weiteres, als daß Länge und Breite in einem nahezu gleichen Verhältnisse großer und größter Dimensionen zu verstehen sind.

Unvollständigkeit wird meinem orographischen System vorgehalten, indem eruptive Rückengebirge, Explosionsgräben und Vulkanspalten keinen Platz gefunden haben. Mit nichten! Eine jede Systematik, welcher Art immer sie ist, muß versuchen, die Grundformen aufzudecken. Noch ist kein rezentes eruptives Rückengebirge vor unseren Augen mit einem Male entstanden. Daß es antike Gebirge dieser Art gibt, ist nicht zu leugnen, aber diese

sind noch nicht als Einheitsgebilde erkannt worden, sondern zusammengesetzter Natur, vielleicht über „Spalten“ — jenes unglückselige Wort in der vulkanologischen Terminologie — aufgeführt. Ich nehme das bekannte Beispiel die Lakispalte in Island, und lege Sapper's Karte im Maßstab 1 : 12500 (N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXVI) vor. Aus dieser ist nur eines ohne Tüftelei und Sophismus sicher zu erkennen, daß entlang des „Spaltenergusses“ eine Unzahl von kleinen und größeren Homaten zu stehen kommt. „Es sind topographische Signale“, daß wohl nur an diesen Stellen Laven ergossen wurden, die in reichlicher Menge vorhanden, zusammenflossen und hier zur Einheit verschweißten. Die „Spalte“ selbst aber wird als tektonischer Genese angesprochen, wobei es offen bleibt, ob sie vor, gleichzeitig oder nach dem Paroxysmus von 1783 entstanden ist. Würden die einzelnen Ergußstellen reichliches Lockermaterial ergeben haben, so daß Koniden entstanden wären, so wären diese mit ihren unteren Teilen zusammengewachsen, aus den einzelnen Eruptionsgebilden, den Koniden, wäre ein klasmatisches Rückengebirge entstanden. Es ist somit ein vulkanisches Rückengebirge, wie z. B. der Myvatner Bergzug, keine Grundform, sondern ein zusammengesetztes Gebilde, wie ich ähnliche Beispiele auf p. 72 angeführt habe.

Nur die Explosionsgräben bleiben somit noch übrig. Ich lasse diese Frage einstweilen offen, ob sie nicht in die Gruppe der Maare oder zwischen diese und die Homaten zu stehen kommen. Da sie negative Formen sind, gehören sie jedenfalls nahe zu den Maaren und kommen für die positiven Vulkanformen nicht in Betracht.

Vielleicht ist es nicht ohne Interesse, daß Herr S. Passarge in seinem oben genannten Werke (p. 197), das von gleichen Grundlagen bezüglich der Auffassung der Morphologie getragen ist, wie ich es für die Vulkanologie ausgesprochen habe, zu einer ähnlichen Systematik kam wie ich. Ich stelle beide einander gegenüber.

Passarge [1]	Schneider [1]
Familie 1. Intrusionen	fehlt
„ 2. Eruptionsformen.	Eruptionsformen.
Gattung a:	Gattung a:
Explosive Aufschüttungen.	Klasmatische Vulkane.
Spezialformen:	Unterabteilung:
Tuffröhren (1) Tuffdecken (2) Maare (3) Stratovulkane (4).	Maare (1, 3), Homate.
fehlt	Gattung b:
	Rheuklastische Vulkane. Konide (4).
Gattung b:	Gattung c:
Effusive Aufschüttungen.	Rheumatitische Vulkane.

[1] Die in Klammern gesetzten Zahlen entsprechen der gleichen Auffassung.

Passarge	Schneider
Spezialformen:	Unterabteilung:
Domvulkane (5), Schildvulkane (6), Decken (7).	Belonite, Tholoide (5), Aspide (6), Pedionite (7).
Polydynamisch:	Zusammengesetzte Formen:
Gemischte Stratovulkane, Caldera vulkane, Hufeisenvulkane, Vulkanstümpfe.	Aspikonide, Aspihomate, Homakonide u. a.

Es liegt mir fern, in diesem Zusammenhang gegen die Passarge'sche Einteilung in irgendeiner Weise zu polemisieren. Nur das will ich feststellen, daß er zu einer nahezu gleichen Systematik geführt wurde wie ich, da er von gleichen Erwägungen ausgegangen ist. Daß diese natürlichen orographischen Systeme weitaus r i c h t i g e r sind als die bislang benützten, ist wohl ohne weiteres einzusehen.

Warum ich mich für die Einzelformen neue Kunstausdrücke zu geben entschlossen habe, wurde oben ausgeführt. Über ihre Verwendbarkeit und Brauchbarkeit hat sich J. Milne geäußert, indem er von ihnen sagte, sie gleichen einem saucepan in which you can cook potatoes without water.

Es sei mir nunmehr gestattet, gegen Einzelheiten Stellung zu nehmen. Jeder mit der Materie nur halbweg Vertraute weiß die Schwierigkeiten der Literaturbeschaffung und -einsicht zu würdigen und danach ein Werk, das auf so vielen neuen Wegen geht, zu beurteilen. Auf p. 106 schließe ich nur, wie ganz deutlich zu ersehen ist, daß auf Hawaii auch klasmatische Ausbrüche stattfinden, nicht nur rhexmatitische, wie allgemein immer wieder wiederholt wird. Was ich bezüglich der Koniden (p. 61) anführe und Herrn Prof. Sapper unverständlich erscheint, ist durch Herrn J. Friedländer's Ausführungen (l. c. p. 305) so erklärt, wie ich es auffasse. Daß Herr Prof. Sapper nunmehr die Entwicklung des Vulkanismus in drei Phasen anerkennt, wenn „sie auch noch weiter nachgeprüft werden müsse, und wenngleich zuzugeben ist, daß sie in gewissen Gebieten tatsächlich zu beobachten ist", ist von Bedeutung, da sich meine Phasenlehre auch anderweitig durchgesetzt hat. Auf p. 84 habe ich tatsächlich nur **135** Mill. allerdings m^3 statt Fuß angegeben, was aber immer noch einer Menge von 4.32 Mill. m^3 entspricht. Das Beispiel des Masaya zeugt nicht gegen mich, da man es hier doch nicht mit einem Maar in meinem Sinne zu tun hat. Für die 50 km^3 ist meine Quelle Ursache, aber selbst 5 km^3 genügen mir und sprechen für mich.

Die von mir gegebene Deutung des Vesuvausbruches vom Jahre 79 ist eben Anschauungssache. Gegen mich spricht jedenfalls nichts. Ich werde nicht verfehlen, in einem anderen Zusammenhange nochmals das gleiche Problem zu behandeln. An dieser

Stelle soll dann auch die Grundlage der Auswurfsmassenberechnung gegeben werden.

Was meinen Vorschlag eines seismischen Dienstes an Vulkanen anbelangt (p. 237), so können die negativen makroseismischen Beobachtungen bei einzelnen Ausbrüchen heute noch nicht dagegen sprechen. Wir wissen eben nicht, ob nicht den von Herrn Prof. Sapper gegebenen Beispielen doch auch Bodenbewegungen vorangingen. Es sei nur an jene Bewegungen der Erdkruste erinnert, welche v. Rebeur-Paschwitz in der Zeit vom 4. April 1892 bis 10. März 1894 beobachten konnte[1], von denen man nie etwas auch nur ahnen hätte können. Die Sache würde ja erst spruchreif werden, wenn mechanische Registrierungen an verschiedenen Feuerbergen vorliegen würden. Der Vorwurf des Herrn J. Friedländer (l. c. p. 300) bezüglich des Matavanu trifft nicht mich, sondern meine gerade an dieser Stelle wörtlich gegebene Quelle, und wenn ich Suess d. Ä. bezüglich des juvenilen Wassers in der allgemeinen Einleitung Recht zu geben scheine im Gegensatz zu späteren Ausführungen, so dürfte mein Standpunkt in den mit nächstem erscheinenden „Beiträgen zur Theorie der heißen Quellen“[2] nunmehr präzisiert werden. Von den Aspiden behaupte ich nur, daß sie in der Gegenwart als „tätige“ Berge selten sind und bei ihnen Klasmatika in den Hintergrund treten bezw. fehlen (p. 50, 67). Was Herr Friedländer (p. 303) bezüglich der Hawaii-Vulkane ausführt, deckt sich mit meinen Ausführungen vollständig und ist nur ein Beleg für meine Phasenlehre. Was er gegen meine Deutung vom Jahre 79 sagt, will ich, wie angedeutet, in anderem Zusammenhang nochmals bringen. Wenn er aber meine Quelle bezüglich des Ätnaausbruches vom Jahre 1910/11 und damit mich zurückweist, so kann ich nunmehr die Berichte von A. Ricco und G. Ponte anführen[3], die mir nicht zuwiderlaufen.

Der humoristisch gehaltene Einwurf gegen meine Ausführungen bezüglich der Abnahme des Vulkanismus seit dem Diluvium—Alluvium kann mit Gleichem bezahlt werden. Der Vergleich hinkt, die Sache liegt anders. Nehmen wir den Beginn des 19. Jahrhunderts. Damals gab es in Europa weitaus mehr selbständige Könige, Fürsten und souveräne Herren als zu Beginn des 20. Jahrhunderts. Eine „Abnahme des Phänomens“ ist also doch wohl auch hier festzustellen. Nicht der Zeitabschnitt, sondern der Zeitpunkt, von dem aus gerechnet wird, ist der ausschlaggebende. Was bezüglich der neuseeländischen Vulkane gesagt wird, ist nicht richtig.

[1] Beiträge zur Geophysik. 2. p. 480.

[2] Geol. Rundschau.

[3] Ricco, A., Eruzione Etnea del 1911. Modena 1911. — Ponte, G. Sulla cenere vulcanica dell' eruzione Etnea del 1911. Rend. r. acc. Lincei 1912. 209 ff.

die 61 erloschenen Vulkane finden sich nach v. Hochstetter um den Ort Auckland, die im Katalog genannten 5 Feuerberge aber im Dep. Wellington und Dep. Auckland. Die von mir aufgestellten Gesetze über die Verbreitung der Vulkane lassen sich z. T. gewiß zusammenfassend-kürzer geben, lösen aber sofort auf anderer Seite eine Reihe von Einwürfen aus, wie ich schon erfahren habe. Was ich im 9. Gesetz niederschrieb und Herrn Friedländer eine selbstverständliche Tatsache ist, nunmehr auch in Kayser's Lehrbuch, Bd. 1. p. 652 (Ausg. 1912) Aufnahme gefunden hat, hat mir bei der ersten Veröffentlichung in meinem Buche „Zur Geschichte und Theorie des Vulkanismus" öffentlich die Kritik der „zu geringen Fundierung von Behauptungen" privat — Verbalinjurien eingetragen. Den gelinden Spott wegen der scheinbaren Inkonsequenz von 10 (!) Vulkanzonen und 15 (!) Vulkanbogen muß ich ablehnen. da genauere Lektüre doch das Zusammenfallen der beiden Dinge aufdeckt.

Und nun noch ein Wort bezüglich des Vulkankataloges. Ein Katalog in der von mir gegebenen Weise hat bislang nicht bestanden, wenn auch eine Reihe von Vorarbeiten zu Hilfe war. Ich war mir daher nicht im geringsten im Zweifel, daß er Lücken aufweisen wird. Manche sind durch äußere Umstände hervorgerufen worden, dem Zettelkataloge leicht unterworfen sind. Daher erklären sich die berechtigten Einwürfe des Herrn Prof. Sapper (l. c. p. 6), zumal gerade diese Feuerberge im Text mit Ausbruchszeiten genannt sind, im Katalog aber leider fehlen. Wie vielfach die mangelnden Quellen für die Richtigkeit ausschlaggebend sind, zeigt Herr Friedländer, der seine eigenen Quellen, die ich benützte, nunmehr in der Besprechung meines Buches richtigstellt. Ich würde gewiß jegliche Richtigstellung im Interesse der Sache nur begrüßen, um sie später bei einer eventuellen Neubearbeitung des Werkes verwerten zu können.

Da es nicht angeht, auf jeden einzelnen kleinen Vorwurf zu antworten, habe ich nur gegen allgemeinere Anwürfe Stellung genommen. Ich hoffe, daß bei einer eventuellen weiteren öffentlichen Besprechung der sachliche Ton in gleicher Weise gewahrt wird wie bisher, wofür ich den Herren Referenten besonders verbunden bin.

Zur Kenntnis der Pleistocänablagerungen in der Umgebung von Tata (Ungarn).

Von Dr. **T. Kormos** in Budapest.

Gelegentlich meiner Ausgrabungen bei Tata (Komitat Komárom) im Jahre 1910[1] unterließ ich nicht, auch die anderen, in der Um-

[1] Th. Kormos: Die paläolithische Ansiedelung bei Tata. Jahrb. d. k. ung. Geologischen Reichsanst. **20.** H. 1. 1912.

gebung befindlichen Süßwasserkalk-Ablagerungen des näheren zu besichtigen, deren einige sich als sehr interessant erwiesen. In dem nächstfolgenden will ich über die wichtigsten diesbezüglichen Funde kurz berichten.

Der eine Fundort befindet sich nördlich von Tata, in der Gemarkung der Ortschaft Szomód, östlich von der Bahnkreuzung und nächst des Eisenbahnwächterhauses No. 61. Hier sieht man einen größeren Kalktuffkomplex von ovaler Form, welcher an mehreren Punkten aufgeschlossen wurde. Einer dieser Aufschlüsse zeigt das folgende Profil:

1. unten poröser Kalktuff (bis 1—1,5 m aufgeschlossen), mit tonigen, schlammigen Adern und darin vielen Schnecken;
2. darüber 15 cm fluviatiler Schotter; dann
3. eine dünne Sandschicht (5 cm); über dieser
4. noch eine Schotterschicht (15 cm); dann
5. 1,2 m Sand und zu oberst
6. eine 50 cm mächtige Humusdecke.

In den schlammigen Zwischenlagerungen des Kalktuffs sind Mollusken in großer Anzahl zu sammeln; Thermalschnecken sind darunter besonders häufig. Die hier gesammelten Arten sind:

Helix (Striatella) striata Müll.
— *(Vallonia) pulchella* Müll.
Pupa (Torquilla) frumentum Drap.
— *(Vertigo) antivertigo* Drap.
— *(—) pygmaea* Drap.
Succinea (Amphibina) Pfeifferi Rossm.
— *(Lucena) oblonga* Drap.
Limnaea (Gulnaria) peregra Müll.
Planorbis (Tropidiscus) marginatus Müll.
— *(Armiger) nautileus* L.
Bithynia tentaculata L.
Carychium minimum Müll.
Belgrandia (?) tataënsis Korm.
Micrecolpia acicularis Fér.
Melanella Holandri Fér. (var.)
Neritina Prevostiana C. Pfr.
Pisidium sp. (juv.)

Das Vorhandensein der eigentümlichen *Belgrandia (?) tataënsis* (l. c.), ferner die hier vorherrschenden Gattungen *Micrecolpia*, *Melanella* und *Neritina* zeigen uns deutlich, daß diese Fauna mit jener von Tata ident und gleichalt ist.

Interessant und erwähnenswert ist ein hier gefundenes, aus bräunlichgrauem Feuerstein verfertigtes Steinwerkzeug von schaberähnlichem Habitus, welches an der einen Seite helle Patina und abgerollte Spuren einer unvollkommenen paläolithischen Bearbeitung trägt.

Der zweite an dieser Stelle zu besprechende Fundort ist von Tata südostwärts, in der Gemarkung Vértes-Szöllős gelegen. Hier konnte ich in dem — nächst der Landstraße gelegenen — Gräfl. Esterházy'schen Kalktuffbruch ein sehr interessantes Profil beobachten. Zu unterst im Aufschluß befindet sich ein zerfallendes, verwittertes Konglomerat, welches viele Dreikanter enthält. Dieses Konglomerat, welches überwiegend aus Quarzkiesel besteht, ist mit

jener Schotterdecke, welche sich weiter südlich bei Bánhida erstreckt und Tausende von Dreikantern führt, zweifelsohne in Zusammenhang. Ich denke wohl nicht irre zu gehen, wenn ich behaupte, daß das Alter dieser Schotterdecke in das Ende der Pliocän-Periode zu stellen ist. Die scharfkantigen Gerölle verdanken ihren Ursprung gewiß jenen Wüstenerscheinungen, welche zu dieser Zeit durch die klimatischen Verhältnisse hervorgerufen wurden.

Oberhalb des erwähnten Konglomerats befindet sich eine 80 cm mächtige Sandschicht, deren Körner stark abgerundet und glänzend sind, darüber folgt eine Sandsteinbank (60 cm) und schließlich 4—5 m harter Quellenkalk mit sandigen, schotterigen Zwischenlagerungen. Die Kalkschichten sind endlich mit 2—3 m Schutt und Humus bedeckt.

Im Kalkstein befinden sich stellenweise einzelne Gehäuse von Süßwassermollusken *(Limnaea ovata, L. palustris)*; auch wurden hier, laut Angaben der hier Arbeitenden, des öfteren Knochenreste großer Säugetiere gefunden. Herr Professor Dr. A. Koch sammelte aus diesem Kalkstein im Jahr 1868 nebst einigen nicht viel sagenden Arten *(Helix fruticum, Pupa frumentum, Limnaea peregra)* auch zwei Exemplare der *Cyclostoma (Ericia) elegans* Müll., welche sich in der Sammlung der K. ung. Geologischen Reichsanstalt befinden. Ich selbst konnte hier aus einer zwischengelagerten sandigen Kalkschlammader folgende Arten sammeln:

Helix (Striatella) striata Müll.
Cochlicopa (Zua) lubrica Müll.
Pupa (Torquilla) frumentum Drap.
Buliminus (Chondrula) tridens Müll.
Succinea (Amphibina) elegans Risso.
Succinea (Lucena) oblonga Drap.
Limnaea (Limnophysa) palustris Müll. (in 3 Varietäten)
— *(Gulnaria) peregra* Müll.
Bithynia tentaculata L.
Microcolpia acicularis Fér.

An der oberhalb des herrschaftlichen Kalksteinbruches gelegenen Hügellehne ist der Süßwasserkalk und der Kalktuff an einer großen Fläche aufgeschlossen. Hier befindet sich der Gemeindesteinbruch, an dessen nordwestlicher Seite klar ersichtlich ist, daß dem Kalktuff grauer Sand unterlagert, welcher mit den obenerwähnten Dreikantern gewiß in genetischem Zusammenhang steht und die Spuren einer Wüstendeflation zeigt. An dieser Stelle ist eine trichterförmige Spalte im Kalktuff mit schotterführendem, braunem Sand erfüllt, welcher zahlreiche Vertebratenreste enthält. Hier konnte ich folgende Säugetiere feststellen:

Ursus sp. juv. (Tibia),
Meles taxus Bodd. (Humerus, mc_1 C_{inf}),
Canis lupus L. (mt_4 sin),
Felis catus L. (mt-Bruchstück),
Felis (leo L.*?)* (Radius-Bruchstück),
Myoxus glis L. (Unterkiefer, Humerus),
Lepus europaeus Pall. (Zähne, ein Calcaneus).

Cervus claphus L. (phal.$_2$, phal.$_3$),
Capra (sp.?) (Calcaneus, phal.$_2$, phal.$_3$, M$_{inf.}$),
Bison priscus Boj. (Unterkiefer-Bruchstück mit zwei Zähnen, ein pm, ein Humerus-Bruchstück),
Sus scrofa L. (phal.$_2$, ein Scapula und ein Radius-Bruchstück, ein Schneidezahn-Bruchstück),
Rhinoceros (*antiquitatis* Blumb.?) (ein Milchzahn, mehrere Zahnbruchstücke).

Außerdem Schlangenwirbel und Rippen, sowie Froschknochen.

Diese Spaltenausfüllung scheint allenfalls jünger zu sein als der Kalktuff selbst, gehört jedoch gewiß noch zum Pleistozän, wie das durch das Vorhandensein von Rhinocerosresten bewiesen ist. Der Dachs und der Siebenschläfer, sowie die Wildkatze waren bisher in der pleistozänen Fauna der Umgebung von Tata noch nicht bekannt.

An anderen Stellen des erwähnten Gemeindesteinbruchs wechsellagert der Kalktuff mit schlammigen, sandigen Adern. Hier und dort sind allenfalls weitere Knochenspuren vorhanden, doch ist das — indem es sich bloß um unbestimmbare Knochensplitter handelt — nicht von Belang. Auch Schnecken sind nicht besonders häufig, obwohl es mir gelang, in einer schotterigen Zwischenlagerung recht viele Exemplare der *Microcolpia acicularis*, *Neritina Prevostiana* und einige des *Pisidium amnicum* zu sammeln. An einem anderen Punkt erbeutete ich aus einer schlammigen Zwischenschicht eine Anzahl *Limnaea ovata*, etliche kleine *Planorbis* und mehrere Exemplare einer kleinen *Pisidium* Art.

Ein mariner (?) Oolith aus Zentralafrika.

Von **Herm. Fischer** in München.

Herr Professor Stromer von Reichenbach erhielt vor einiger Zeit durch Herrn Kapitän Michel aus München zwei Handstücke eines oolithischen Kalkes, welche bei Manwengo am Itimbiri, einem nördlichen Nebenfluß des Kongo (zirka 3° nördl. Breite und 24° östl. Länge), gelegentlich dortselbst im Flußbett vorgenommener Sprengungen gesammelt worden waren. Leider wurden in dem Gestein trotz eifrigen Suchens keine Fossilien gefunden. Trotzdem bin ich bei näherer Untersuchung zu dem Schluß gekommen, daß das fragliche Gestein als mariner Oolith anzusprechen ist. Diese Feststellung würde insofern größere Tragweite gewinnen, als damit wieder ein neuer Fundort marinen Gesteins aus dem zentralen Afrika festgestellt wäre, ein Beweis für eine ehemalige Meeresbedeckung Afrikas, wie sie bisher kaum angenommen wurde.

Bereits durch L. Lacoin (Observations sur la Géologie du Pays de l'Oubangui au Tschad. — Bull. Soc. géol. de France.

Paris 1903. Série 4. t 3. p. 484—496) sind Kalkvorkommen am Ubangi bekannt geworden. Zwei Vorkommen aus der Umgebung von Mondjimbo werden von dem genannten Autor als Süßwasserkalke angesehen. Ein weiteres Kalkvorkommen bei Fort de Possel (calcaire jaunâtre, marmoréen, à demi-translucide, qu'interromprent des surfaces micacées) wird mit einem gleichaussehenden Kalk aus der Umgegend von Kisantu an der Kongobahn[1] identifiziert und als devonisch angesehen. Fossilien hat aber auch Lacoin in keinem seiner Kalke gefunden.

Das mir vorliegende Material, für dessen Überlassung ich Herrn Professor Stromer von Reichenbach an dieser Stelle bestens danken möchte, gehört zweifellos ein und derselben Schichtgruppe an, obwohl die beiden Handstücke makroskopisch ziemlich verschieden sind. Die eine Varietät (A) ist ein hochkristalliner typisch oolithischer Kalk, die andere (B) zeigt ihre oolithischen Eigenschaften erst bei der Betrachtung mit einer Lupe, außerdem ist das vorliegende Handstück von Stylolithenzügen durchsetzt. Die nämlichen Differenzen der Gesteinsausbildung werden z. B. sehr häufig auf kurzer Distanz in den Schaumkalkbänken des unteren Muschelkalks in Unterfranken gefunden, dessen frappierende Ähnlichkeit (bei unterwittertem Vorkommen!) mit dem afrikanischen Kalk ich hier besonders erwähnen möchte.

Bei mikroskopischer Betrachtung der beiden Oolithvarietäten ergibt sich das makroskopisch verschiedene Aussehen als Folge der Ooidbildung. A zeigt vorzüglich ausgebildete Ooide mit konzentrischer und radialer Struktur, die in der typischen Speichenstruktur noch erhalten ist. Doppelooide treten nicht selten auf. Interessant ist das Vorkommen von teilweise wieder aufgelösten Ooiden und von Pseudooiden, unter welchen man gewöhnlich Zusammenballungen dichteren Gesteinsmaterials versteht. Interpositionen von Ton sind meist auf die Ooide beschränkt, die selbst durch Calcit verkittet sind. Recht häufig tritt auch Cölestin als Ausfüllmasse auf, weniger häufig Flußspat. Reste von Kieselnadeln (Monactinelliden!) sind neben einem gekammerten undefinierbaren Fossilrest die einzigen Anzeichen einer Fauna, die in dem Oolith noch festzustellen wäre.

Bei B sind die Ooide kleiner und zeigen selten mehr als einen Ring. Auch die Speichenstruktur ist undeutlicher. Als Ausfüllmasse tritt hier recht häufig ein bräunlich bis bräunlichgrünes Silikat auf, das in seinem optischen Verhalten an Glaukonit erinnert. Flußspat und Cölestin treten seltener auf wie bei A, beweisen aber gleichwohl die Identität beider Oolithvarietäten. Von allothigenen Mineralien wurden im Dünnschliff Quarz und Feldspat und etwas Muscovit beobachtet.

[1] Vergl. J. Cornet, La Geologie du bassin du Congo. Bull. Soc. Belge de Geologie. XII. 1898. p. 26 ff. p. 47 werden Kalke vom Itimbiri-Rubi erwähnt, die ebenfalls devonisch sein sollen.

Die weitere Untersuchung beschränkt sich auf Gestein A. Seine chemische Analyse ergab folgendes Resultat:

2,22 %	Rückstand beim Auflösen in zehnprozentiger Salzsäure
0,385 „	$Fe_2O_3 + Al_2O_3$
53,70 „	CaO
1,11 „	MgO
0,035 „	P_2O_5
42,20 „	Glühverlust (CO_2 + hydrat. Wasser)
0,47 „	SO_3
0,04 „	Hygroskop. Wasser

Summe 100,15 %.

Das Gestein hat also ungefähr folgende Bestandteile:

95 %	kohlensauren Kalk
2 „	kohlensaure Magnesia
0,7 „	schwefelsaure Erdalkalien
2,3 „	Silikate, Quarz, Cölestin und Flußspat.

Dieser Rückstand wurde geglüht gewogen. Die blaue Farbe des bereits mit der Lupe erkannten Flußspats war dabei zerstört worden. Nach weiterer Behandlung mit konzentrierter heißer Schwefelsäure und Abschlämmen waren noch Quarz, Feldspat, Rutil etc. verblieben.

Präparate von Schlämmrückständen nach Auflösen des Kalkes in zehnprozentiger Salzsäure ergaben folgendes Bild: Den Hauptanteil des Schlämmrückstandes bildet weiß bis rötlich gefärbter Cölestin und ihm gegenüber stark zurücktretend blaugefärbter Flußspat. Allothigener Quarz und Feldspat ist nicht selten, ebenso authigener Feldspat, dagegen authigener Quarz sehr selten. Es verdient wohl hervorgehoben zu werden, daß der bereits früher (Beitrag zur Kenntnis der unterfränkischen Triasgesteine. Geognost. Jahresh. 1908. p. 9) von mir in weiter Verbreitung für unterfränkische Triasgesteine festgestellte authigene Feldspat nun auch für afrikanische Sedimentgesteine nachgewiesen ist. Die Neubildung von Feldspäten geht also tatsächlich durchweg bei der Umkristallisation von Kalkgesteinen in derselben gesetzmäßigen Weise vor sich wie die Bildung der Neuquarze. An allothigenen Mineralien findet sich noch nicht selten Rutil, Turmalin und Muscovit, auffallend selten Zirkon.

Als ein mineralogischer Beweis für die marine Entstehung unseres Ooliths dürfte wohl das häufige Auftreten des Cölestins angesehen werden, welcher anscheinend bei gewisser Konzentration aus dem Meerwasser ausgeschieden wird, in dem er an und für sich nur in geringer Menge vorhanden ist. Auch in dem Auftreten des Cölestin hat der afrikanische Oolith ein auffallendes Analogon im unterfränkischen Schaumkalk, so daß man wohl annehmen darf, daß beide Gesteine unter ähnlichen Verhältnissen entstanden sind.

Zur Systematik der obercretacischen Nautiliden.

Von Dr. **Erich Spengler** in Graz.

In der „Revue critique de Paléozoologie" veröffentlichte P. Lemoine[1] eine Kritik meiner Revision der Nautiliden und Belemniten des Trichinopolydistriktes[2] und erhob dabei gegen mich den Vorwurf, ich sei in der Zersplitterung der Arten zu weit gegangen. Insbesondere hätte ich bei derjenigen Formengruppe, welche Blanford unter dem Namen „*Nautilus Bouchardianus* d'Orb." vereinigt hatte, eine viel zu enge Artfassung angewandt. Darauf möchte ich folgendes entgegnen:

1. Es ist unrichtig, wenn P. Lemoine behauptet, ich hätte die 13 Exemplare, welche auf Taf. III—V in Blanford's Monographie[3] abgebildet sind, auf 6 Arten verteilt, in Wirklichkeit habe ich hier nur 5 Arten unterschieden; denn mit der Bezeichnung *Nautilus* aff. *justus* (cf. *occlusus?*) bei Fig. 3 auf Blanford's Tafel IV wollte ich nur ausdrücken, daß die Form in die Verwandtschaft des *N. justus* Blanf. gehört oder vielleicht mit dem *N. occlusus* Crick identisch ist; da Crick letzteren zwar genau beschrieben[4], aber leider nicht abgebildet hat, konnte ich nichts Bestimmtes über die Identität der indischen Form mit *N. occlusus* aussagen. Es verbleiben also die 5 Arten:

Nautilus sphaericus Forb.
„ *sublaevigatus* d'Orb. var. *indica* Stol.
„ cf. *Baluchistanensis* Spengler
„ *Pseudobouchardianus* Spengler
„ aff. *justus* Blanf. (cf. *occlusus* Crick).

2. Wie diese Zusammenstellung ergibt, sind nur 2 von diesen 5 Arten von mir begründet. Es ist ein Irrtum Lemoine's zu glauben, daß Stoliczka alle 4 Figuren der Tafel V unter der Bezeichnung *N. sublaevigatus* var. *sphaericus* vereinigt hat; in Wirklichkeit teilt Stoliczka, der doch gewiß nicht zu den „pulverisateurs d'espèces" gehört, die 4 Figuren der Tafel V zwei Arten zu: Fig. 1 u. 3 gehören zu *N. sublaevigatus* var.[5], Fig. 2

[1] Revue critique de Paléozoologie. 1912. p. 106.

[2] E. Spengler, Untersuchungen über die südindische Kreideformation. IV. Teil. Die Nautiliden und Belemniten des Trichinopolydistriktes. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients. 1910. p. 125.

[3] H. F. Blanford, The fossil Cephalopoda of the Cretaceous Rocks of Southern India (Belemnitidae—Nautilidae). Palaeontologia indica. Calcutta 1861.

[4] G. C. Crick: Cretaceous fossils of Natal. III. The Cephalopoda from the deposit at the north end of False Bay, Zululand. p. 224.

[5] F. Stoliczka, Notes on the Belemnitidae and Nautilidae of the S. Indian Cretaceous Rocks. Palaeontologia indica. 1865. p. 203.

und 4 zu *N. sphaericus* Forbes. Stoliczka unterscheidet also die indische Form, Taf. V Fig. 1 u. 3, von dem typischen *N. sublaevigatus* d'Orb. durch den Zusatz „var.". Ich habe durch den weiteren Zusatz „*indica*" diese von Stoliczka aufgestellte Variation nur genauer bezeichnet; die eigentliche Formenabspaltung rührt also von Stoliczka her, nicht von mir. Die Spezies „*N. justus*" wurde von Blanford begründet. „*N. occlusus*" nennt G. C. Crick, wie schon erwähnt, eine Form aus der südafrikanischen Oberkreide, deren Vereinigung mit *N. justus* in Erwägung zu ziehen wäre[1]; ich habe also auch hier keine neue Art abgespalten, sondern im Gegenteil mich für die Vereinigung zweier bereits bekannter Arten ausgesprochen.

Bloß die beiden Namen „*pseudobouchardianus*" und „*Baluchistanensis*" wurden von mir aufgestellt; ersterer wurde lediglich deshalb begründet, um der Ansicht vorzubeugen, daß die Taf. IV Fig. 7 abgebildete Form, welche tatsächlich mit *N. Bouchardianus* d'Orb. sehr gut übereinstimmt, als wirklicher *Bouchardianus* und daher als ein Relikt aus dem Gault aufgefaßt wird[2]; es erscheint mir nämlich viel wahrscheinlicher, daß sich so außerordentlich indifferente Formen wie der *N. Bouchardianus* d'Orb. zweimal bilden können, als daß sich diese Formen vom Gault bis in das obere Senon unverändert erhalten haben, ohne daß sie in den dazwischenliegenden Stufen gefunden wurden. Als Typus des neubegründeten *N. Baluchistanensis* Spengler wurden die von Noetling[3] zu *N. sublaevigatus* gestellten Formen bezeichnet, mit denen Pl. IV Fig. 1 u. 2, Pl. VI Fig. 1 (Blanford) gut übereinstimmen. Daß Noetling's Form vom typischen *N. sublaevigatus* d'Orb. sehr deutlich verschieden ist, ergibt auf den ersten Blick ein Vergleich der Abbildungen bei Noetling und d'Orbigny[4]. Als Unterschiede habe ich[5] das langsamere Breitenwachstum und die dorsale Lage des Siphos bei *N. Baluchistanensis* bezeichnet.

3. Es entspricht nicht den Tatsachen, daß die Zusätze cf., aff., ? der Ausdruck einer schwierigen Unterscheidung der Arten sind, sondern sie sollen nur andeuten, daß bei dem ungünstigen Erhaltungszustande einige Exemplare die Bestimmung überhaupt mit Schwierigkeiten verknüpft war.

4. Auch ich bin von der sehr nahen Verwandtschaft der auf der Tabelle p. 14 meiner Arbeit zusammengestellten Formen

[1] E. Spengler, Untersuchungen über die südindische Kreideformation. 4. p. 142.

[2] E. Spengler, l. c. p. 16, 17.

[3] F. Noetling, Fauna of the upper Cretaceous beds (Maestrichtien) of the Mari Hills. Palaeontologia indica. 1897. p. 69. Pl. XIX Fig. 1, 2; Pl. XX Fig. 1, 2.

[4] d'Orbigny, Palaeontologie Française. Terr. Crétacés. Pl. 17.

[5] E. Spengler, l. c. p. 15.

überzeugt, was ich durch die Zusammenfassung zu einer „Gruppe des *N. sublaevigatus*“ [1] zum Ausdruck brachte. Auch bin ich weit entfernt davon, zu glauben, daß es sich hier ebenso wie bei den meisten Ammonitenarten der neueren Autoren wirklich um biologisch selbständige Spezies handelt, sondern die Zerteilung in einzelne Arten ging lediglich aus dem Bestreben hervor, unter den glatten Nautiliden der Kreideformation scharf charakterisierte Typen zu schaffen, welche sich in exakter Weise von den Formen anderer Gebiete durch morphologische Merkmale trennen lassen. Daß eine Vergleichung von Nautiliden anderer Gebiete mit den von Blanford als *N. Bouchardianus* zusammengefaßten Formen schwer möglich ist, zeigt schon die Umdeutung dieser Gruppe durch die verschiedensten Autoren.

Es war mir nun nicht möglich, zwischen den auf Blanford's Tafeln III, IV, V einerseits und auf den Tafeln VI u. VII Fig. 1 und 2 anderseits abgebildeten Formen einen scharfen Gegensatz im Sinne Blanford's herauszufinden. Vergleicht man etwa Taf. IV Fig. 2 und Taf. V Fig. 1, anderseits Taf. IV Fig. 2 und Taf. VI Fig. 1, so zeigen zweifellos die beiden letzteren eine weit größere Ähnlichkeit als die beiden ersteren, obwohl die ersteren nach Blanford zu einer Art, die letzteren jedoch zu zwei verschiedenen Spezies gehören.

Würde man aber die Formen aller 5 Tafeln zu einer Art vereinigen, so hätte man unter einem Namen so verschiedenartige Typen zusammengefaßt, daß nicht einmal eine scharfe Trennung von den von d'Orbigny unterschiedenen drei Arten: *N. Clementinus*, *N. Bouchardianus*, *N. sublaevigatus* möglich wäre, was zur weiteren Folge auch eine Vereinigung dieser drei Arten haben müßte. Auch *N. Dekayi* Mort., *N. depressus* Binkh., *N. justus* Blanf. und vielleicht noch einige andere Arten müßten eingezogen werden. Tut man dies aber, so wird die große Variabilität der glatten Kreidenautiliden nicht registriert.

So bleibt nichts übrig als sehr enge Artfassung. Es kommt praktisch so ziemlich auf dasselbe hinaus, ob man die einzelnen Typen „Arten“ oder „Varietäten“ nennt; letzteres ist aber nur dann möglich, wenn sich unter den früher beschriebenen Arten eine nächstverwandte findet; steht die neue Form aber zwei oder mehreren älteren Arten gleich nahe, ist die Bezeichnung als Varietät nicht anwendbar. Ich bin fest überzeugt, daß sich bei reicherem Material abermals Formen finden werden, die zwischen den abgebildeten Typen stehen; ich habe daher die Arten hier möglichst so gefaßt, daß sie unmittelbar aneinander-

[1] Die Gruppe des *Nautilus sublaevigatus* dürfte im wesentlichen der Untergattung *Eutrephoceras* Hyatt's entsprechen. Vergl. E. Spengler. l. c. p. 136.

schließen; so heißt z. B. ein glatter, globoser, sehr eng genabelter *Nautilus* mit 16—19 Septen auf 1 Umgang *N. sublaevigatus*, wenn die Breite 68—80 % des Durchmessers beträgt, *N. sphaericus*, wenn die Breite über 80 % steigt, *N. Dekayi*, wenn die Breite 90 % überschreitet und der Nabel auf Schalenexemplaren ganz verschwindet, *N. Huxleyanus* hingegen, wenn bei sonst vollständiger Übereinstimmung mit *N. Dekayi* oder *sphaericus* die Septenzahl geringer als 16 wird, *N. Baluchistanensis*, wenn bei sonstiger Übereinstimmung mit *N. sublaevigatus* das Breitenwachstum langsamer wird, oder genauer, wenn die Breite der vorhergehenden Windung mehr als 60 % der folgenden beträgt usw. Es ist dies allerdings eine künstliche Trennung der Arten, aber eine natürliche ist bei diesen durch allmähliche Übergänge verknüpften Formen nicht möglich.

Es ist nur eine Forderung der Deszendenzlehre, daß eine in starker Entwicklung befindliche Formengruppe eine sehr starke Variabilität mit allen möglichen Übergängen zwischen den einzelnen Varietäten zeigt. Sicherlich sind die glatten, globosen Nautiliden der Kreide eine solche. Denn im Jura herrschen meistens Typen mit abgeflachten Seitenwänden (subgen. *Cenoceras* Hyatt), erst in der Kreide werden die eng- oder ungenabelten, glatten Formen mit globosem Windungsquerschnitt (subgen. *Eutrephoceras* Hyatt) häufiger.

Auch bei den durch den Rippenwinkel auf der Externseite scharf charakterisierten Formen von *Cymatoceras* in der unteren Utaturgroup habe ich stets die außerordentlich nahe Verwandtschaft der 7 hierher gehörigen Typen hervorgehoben[1] und unter diesen 7 wieder 3 näher aneinander angeschlossen (*C. Negama* Blanf., *C. crebricostatum* Blanf. und *C. pseudonegama* Spengler). Auch hier sind die „Arten" zunächst nur zum Zwecke leichterer Vergleichung mit fremden Formen möglichst scharf gefaßte morphologische Typen. Ihr wahrscheinlicher Zusammenhang wird durch die dort gegebene Gruppeneinteilung angedeutet, wobei es jedoch für uns unmöglich ist, zu entscheiden, ob etwa alle 7 eine Art im biologischen Sinne gebildet haben oder *C. Kaycanum, Kossmati, virgatum* die erste, *C. Negama, crebricostatum, pseudonegama* die zweite, *C. semilobatum* die dritte Art, oder ob endlich alle 7 selbständige Spezies darstellen; letzteres ist insofern unwahrscheinlich, als es ein merkwürdiger Zufall wäre, daß von einigen dieser Arten nur 1 oder 2 Exemplare bisher gefunden wurden — trotzdem aber muß daran festgehalten werden, die einzelnen morphologischen Typen durch besondere Namen zu fixieren. Auch in diesem Falle ist hier die Artspaltung noch lange nicht so weitgehend wie bei einigen Ammoniten- und Gastropodengattungen.

[1] Ich habe dies durch die Zusammenfassung zu einer Gruppe des „*Cymatoceras Kayeanum*" getan (l. c. p. 3, 10).

Auch bei weiterer Artfassung bleibt der lokale Charakter der indischen Nautilidenfauna erhalten. Dieser Gegensatz gegenüber der Ammonitenfauna[1] ist leicht verständlich, wenn wir bedenken, daß *Nautilus* ein benthonisches Tier ist, während die Ammoniten wahrscheinlich zum größten Teil nektonische Tiere[2] waren. Daß besonders auch *Cymatoceras* zu den benthonischen Tieren gehörte, dafür spricht die ungewöhnlich dicke Schale dieser Formen. Sehr deutlich läßt *C. virgatum* diese Erscheinung erkennen. Das auf Taf. XI Fig. 3 a, b meiner Arbeit abgebildete Exemplar ist so erhalten, daß auf der in Fig. 3 b sichtbaren Seite die Schale erhalten geblieben ist, während die andere Seite den Steinkern zeigt. Auf ersterer erblickt man die sehr charakteristischen, kräftigen Bündelrippen, letztere Seite ist vollkommen glatt; nur auf dem Externteil (Fig. 3 a), auf dem gleichfalls die Schale verloren gegangen ist, prägt sich auch die Schalenskulptur dem Steinkerne auf. Diese Unabhängigkeit der Schalen- und Steinkernskulptur läßt deutlich den Unterschied einer berippten *Nautilus*-Schale von den meisten berippten Ammonitenschalen erkennen.

† Friedrich Teller.

In Friedrich Teller hat die k. k. Geologische Reichsanstalt in Wien eines ihrer ausgezeichnetsten Mitglieder verloren. Durch 35 Jahre hat er seine Arbeitskraft diesem Institut gewidmet, mit dessen Interessen er mit jeder Faser seines Wesens so fest verknüpft war, daß er nicht zögerte, dieselben in einem für seine Laufbahn entscheidenden Augenblick über die eigenen zu stellen. Denjenigen, die gehofft hatten, sein Lebenswerk durch die Berufung zur Leitung der k. k. Geologischen Reichsanstalt in absehbarer Zeit gekrönt zu sehen, hat sein Tod eine schmerzliche Enttäuschung bereitet. Am Abend des 10. Januar 1913 erlag er nach schwerem, qualvollem Leiden den Folgen einer Operation, die eine bösartige Neubildung hätte beseitigen sollen. Nicht am Abend eines vielbewegten Lebens, sondern im reifen Mannesalter hat ihn ein tückisches Schicksal seiner Tätigkeit entrissen, deren erfolgreiche Wirksamkeit einen glänzenderen Abschluß versprach.

Teller wurde am 28. August 1852 in Karlsbad geboren. Er begann seine wissenschaftliche Laufbahn an der k. k. Universität

[1] Übrigens ist auch die Zahl der vollkommen identischen Ammonitenarten zwischen Südindien und den anderen Kreidegebieten nicht besonders groß (vergl. die Tabelle bei Kossmat, Untersuchungen über die südindische Kreideformation. Beiträge zur Pal. und Geol. Österreich-Ungarns und des Orients. No. 11. p. 141—148).

[2] Vergl. C. Diener, Lebensweise und Verbreitung der Ammoniten. (N. Jahrb. f. Min. etc. 1912. II. 2. p. 67.)

in Wien, zuerst als Assistent am zoologisch-anatomischen Institut Professor Brühl's, später als Assistent an der geologischen Lehrkanzel unter Professor E. Suess, zu dessen Lieblingsschülern er zählte. In den Jahren 1875 und 1876 war er einer der eifrigsten Mitarbeiter an den unter Neumayr's Führung eingeleiteten geologischen Aufnahmen österreichischer Forscher in Griechenland, deren Ergebnisse in den Denkschriften der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien niedergelegt worden sind. Er gab eine Beschreibung des geologischen Baues der Insel Euböa, des südöstlichen Thessalien und der Insel Chios und lieferte in Gemeinschaft mit Neumayr und Bittner einen Überblick über die geologische Struktur ausgedehnter Teile der Ägäischen Küstenländer. Wenn man die damaligen Leistungen der österreichischen Geologen in Griechenland gerecht beurteilen will, so darf man nicht vergessen, daß es sich hier um Pionierarbeiten in einem sehr kompliziert gebauten Gebiet handelt, dessen Stratigraphie durch eine faziell gleichartige Ausbildung altersverschiedener, zugleich ungewöhnlich fossilarmer Sedimente verdunkelt wird. Daß das geologische Kartenbild von Griechenland heute wesentlich anders aussieht als vor 30 Jahren, daß insbesondere die Mannigfaltigkeit der Formationen eine weit größere ist, als man damals annehmen zu sollen glaubte, darf denjenigen, die mit unter den ersten Erforschern des Landes waren, wohl kaum zum Vorwurf gemacht werden.

Im Jahre 1877 trat Teller als Praktikant in die k. k. Geologische Reichsanstalt ein. In ihrem Verband ist er seither ununterbrochen verblieben. Im Jahre 1900 erreichte er die Stelle eines Chefgeologen, nachdem er schon 1896 mit dem Titel und Charakter eines k. k. Bergrates ausgezeichnet worden war.

Sein erstes Arbeitsfeld war die Zentralzone der Ostalpen (Ötztaler Massiv 1877/78, Brixener Granitmasse 1879/81, Westflügel der Hohen Tauern, Hochpustertal 1882/83). Von 1884 an war er mit geologischen Detailuntersuchungen und der Kartierung der südöstlichen Kalkalpen im Gebiete der Karawanken, Julischen Alpen, Steiner Alpen und des Savesystems betraut.

Aus der ersten Phase seiner Anstaltstätigkeit sind besonders die ausgezeichnete Arbeit über die erzführenden Diorite von Klausen[1] und eine Reihe von paläontologischen Monographien bemerkenswert. Die letzteren betreffen zumeist Wirbeltierfunde in den österreichischen Alpenländern, so den Schädel eines *Ceratodus*[2] aus den Lunzer Schichten, Anthracotherienreste aus Südsteiermark und Dalmatien[3], einen pliocänen Tapir aus Südsteiermark[4]. Aber auch

[1] Jahrb. Geol. Reichsanst. 1882. p. 589—684.
[2] Abhandl. Geol. Reichsanst. **15**. 1891.
[3] Beiträge z. Paläontologie Österreich-Ungarns etc. **4**. 1884.
[4] Jahrb. Geol. Reichsanst. **38**. 1884.

auf dem Gebiete der Evertebrata hat Teller, der ein vortrefflicher Kenner der Bivalven und Brachiopoden war, sich durch seine Monographie der *Pseudomonotis ochotica* Verdienste erworben und zuerst auf die Bedeutung dieser Formengruppe für die arktisch-pazifische Trias hingewiesen [1]. Alle die genannten Monographien dürfen geradezu als Muster paläontologischer Detailarbeit bezeichnet werden. Sie rechtfertigen durchaus einen im Dezember 1901 von der philosophischen Fakultät der Wiener Universität erstatteten Vorschlag, die Teller primo loco an Stelle Uhlig's an die Lehrkanzel für Paläontologie berufen zu sehen wünschte.

Allein Teller's Neigung zur Feldgeologie war stärker als sein Interesse für eine akademische Lehrtätigkeit. Auch widerstrebte es seinem hoch entwickelten Pflichtgefühl, dem Institut, dem er die beste Kraft seines Lebens gewidmet hatte, durch sein Ausscheiden einen unersetzlichen Verlust zuzufügen. Schwieriger noch als heute wäre damals ein Mann zu finden gewesen, der mit gleicher Arbeitskraft, Erfahrung und Sorgfalt die Redaktion der Druckschriften, insbesondere der geologischen Spezialkarte der Österr.-Ungar. Monarchie, hätte weiterführen können. Seine organisatorischen und administrativen Fähigkeiten haben auch die außerhalb der Reichsanstalt stehenden österreichischen Fachgenossen anläßlich des Internationalen Geologen-Kongresses in Wien 1903 schätzen gelernt, um dessen befriedigenden Verlauf er sich in erster Linie durch die Zusammenstellung der Exkursionen und die Herausgabe des „Führers", eines weit über das Bedürfnis des Augenblickes hinausreichenden Kompendiums der österreichischen Geologie, verdient gemacht hat.

Teller war unzweifelhaft einer der hervorragendsten Alpengeologen und der beste Kenner der südöstlichen Alpen. Es ist zu bedauern, daß die Überlastung mit administrativen Arbeiten ihn verhindert hat, seine Erfahrungen über den Bau dieses ausgedehnten Gebietes in einem zusammenfassenden Werk zur Darstellung zu bringen. Wertvolle Bausteine zu einem solchen enthält seine letzte größere wissenschaftliche Publikation in den Denkschriften der kais. Akademie der Wissenschaften 1910 über die Ergebnisse der im Auftrag der Akademie durchgeführten Aufnahme des Karawanken-Tunnels. Sonst sind die Resultate seiner Untersuchungen zerstreut in vielen kurzen Mitteilungen in den Verhandlungen der k. k. Geol. Reichsanstalt und in den Erläuterungen zu den von ihm in Druck gelegten Spezialkartenblättern. Seine große Bescheidenheit hielt ihn leider nur zu oft davon ab, die Bedeutung

[1] Pelecypodenfauna von Werchojansk, in „Arktische Triasfaunen", Mém. Acad. Imp. d. Sciences St. Pétersbourg. **33** No. 6. 1886.

Die Zahl der paläontologischen Arbeiten Teller's ist mit dieser Aufzählung keineswegs erschöpft. Es sei hier nur an seine verschiedenen kleineren Mitteilungen über Bivalven (Rudistenfauna der Kreide des Egertales, Schloßapparat von *Diceras* etc.) erinnert.

eigener Forschungen in das richtige Licht zu stellen. So findet sich eine der interessantesten unter allen Entdeckungen, die seit Jahrzehnten in den Ostalpen gemacht worden sind, der Nachweis von nordalpinen Hallstätter Kalken mit *Monotis salinaria* an der Rudnica (Wochein), versteckt in dem Jahresbericht des Anstaltsdirektors für 1912 (p. 15). Wer aber die Mühe eines eingehenden Studiums der zahlreichen Verhandlungsberichte nicht scheut, der wird aus ihnen reiche Belehrung und Anregung schöpfen. Demjenigen vor allem, der einmal die Beziehungen der Hauptzone der Südalpen zu den sogenannten Dinariden kritisch prüfen wird — hier liegt der Schlüssel für die Entscheidung der Gültigkeit der Deckenlehre für die Ostalpen —, dem werden Teller's Arbeiten eine wahre Fundgrube eines wertvollen, bisher viel zu wenig beachteten Tatsachenmaterials sein.

Teller war in erster Linie Aufnahmsgeologe. Ihm kam es darauf an, Tatsachen zu sammeln und mitzuteilen, ohne seine Stellung zu den modernen Theorien auf dem Gebiete der Alpentektonik zu präzisieren. Er hat es vermieden, sich an den Diskussionen, die durch die Übertragung der Deckenlehre aus den Westalpen nach Österreich hervorgerufen wurden, zu beteiligen, teils aus Bescheidenheit, teils weil er, seiner liebenswürdigen, konzilianten Natur entsprechend, ein abgesagter Feind jeder Polemik war — auch in den Streit zwischen E. v. Mojsisovics und Bittner hat er niemals eingegriffen. Aber gerade das verleiht seinen Arbeiten im Felde ihren hohen Wert, daß ihre Ergebnisse vollkommen unbeeinflußt von einer Theorie, ausschließlich auf Grundlage einwandfreier Beobachtung gewonnen worden sind, daß sie als gesicherte Grundlagen weiterer Forschung auch einen Wechsel der theoretischen Anschauungen überdauern werden.

Das bezeichnende für alle Arbeiten Teller's ist der hohe Grad ihrer Zuverlässigkeit, die Genauigkeit der Beobachtung, die Gewissenhaftigkeit der Darstellung. Diese Eigenschaften haben seinen wissenschaftlichen Ruf begründet, dessen Anerkennung in der Ernennung Teller's zum Ehrendoktor der Universität in Czernowitz, zum korrespondierenden (1902) und endlich zum wirklichen Mitglied (1912) der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien einen Ausdruck gefunden hat. **C. Diener.**

Nachtrag zu Sokol, Ueber das Sinken der Elbe-Ebene etc. (Dies. Centralbl. 1913. p. 91 u. ff.):

„Es ist in Anbetracht der auch sonst beobachteten Störungen doch wohl wahrscheinlicher, daß Senkungen tektonischen Ursprungs vorliegen. Für isostatische Bewegungen ist die Belastung durch Flußsedimente doch wohl nicht ausreichend."

Neue Instrumente und Beobachtungsmethoden.

Bemerkungen zum Wülfing'schen Demonstrationsmodell für einfache Schiebungen[1].

Von **O. Mügge** in Göttingen.

Wie ich bereits gelegentlich der Vorführung des Wülfing-schen Modells auf der Versammlung der Deutschen mineralogischen Gesellschaft zu Münster i. W. im September 1912 betonte, sollen die von mir beschriebenen Modelle[2] lediglich die geometrischen Verhältnisse der beiden Arten von einfachen Schiebungen und zwar für den allgemeinsten Fall eines triklinen Kristalls erläutern[3]. Sie erfüllen auch diesen Zweck nur annähernd, da Schichten von nur molekularen Dicken durch solche von mehreren mm Dicke vorgestellt werden und daher der Betrag der relativen Translation zweier benachbarter Schichten in demselben Verhältnis gegenüber dem vergrößert erscheint, der sich ergeben würde, wenn man annehmen dürfte, daß die kristallographische Umorientierung nur auf der neuen Ordnung kleinster Teilchen von der Form des Modells beruhte. Ob aber diese Annahme berechtigt wäre, erscheint sehr zweifelhaft, obwohl der geometrische Effekt durch ein solches Modell mit Schichten von nur molekularer Dicke, wie gesagt, vollkommen erreicht würde. Mehr durch ein Modell darzustellen, scheint mir gegenwärtig nicht möglich, da nichts darüber bekannt ist, wie weit die kristallographische Orientierung außer von der Anordnung der Teilchen auch von ihrer Orientierung und ihren Eigenschaften abhängt.

Wülfing will nun in seinem Modell über das Geometrische hinaus auch noch die Änderung der Orientierung der „Bausteine" erläutern; die Form dieser „Bausteine" ist natürlich eine hypothetische, W. nimmt sie für den Kalkspat von der Form des Spaltrhomboeders und deutet die Änderung der Orientierung durch Hemitropie um die Normale der Gleitfläche an. Ein derartiges Modell ist aber offenbar geeignet, erhebliche Mißverständnisse hervorzurufen. Die einfache Schiebung wird bewirkt durch ein Kräftepaar in der Ebene der Schiebung parallel der Schiebungsrichtung, das außer einer Kompression in der Richtung der kurzen Diagonale des Rhomboederquerschnittes in der Ebene der Schiebung eine Drehung um die Normale der letzteren, nicht aber, wie beim W.'schen Modell, um die Normale der Gleitfläche bewirkt. Nimmt man an, wie es die Beobachtung über die Umorientierung an die Hand gibt, daß jedes Elementarrhomboeder so deformiert

[1] Dies. Centralbl. 1913. p. 28.

[2] l. c. 1912. p. 417.

[3] Für den einfachen Fall des Kalkspats wären m. E. derartige, immerhin kostspielige Modelle kaum erforderlich, zumal der Unterschied von Schiebungen erster und zweiter Art hier fortfällt.

wird, daß seine neue Form mit der alten wieder deckbar ist, indem die lange Diagonale des Querschnittes mit der Ebene der Schiebung zur kurzen und umgekehrt wird, während die zur Ebene der Schiebung Senkrechte, wie es auch die Richtung der Kräfte erwarten läßt, keinerlei Veränderungen erfährt, so muß, damit der Zwillingsstellung des deformierten Teiles genügt wird, die Drehung um die Normale der Ebene der Schiebung, wie Liebisch[1] gezeigt hat, $19^0\,8'$ betragen.

Ob ein derartiger Vorgang, dessen Effekt also sowohl mit der Veränderung der Form wie der Orientierung und mit der Richtung der wirkenden Kräfte im Einklang wäre, sich wirklich abspielt, ist trotzdem wohl sehr zweifelhaft, so daß es sich nicht empfiehlt, ihn durch ein Modell, das außerdem ziemlich kompliziert oder doch kostspielig werden würde, darzustellen.

Noch in einer andern Hinsicht scheint das W.'sche Modell geeignet, Irrtümer hervorzurufen. W. meint, man tue gut, einstweilen in der Lagerung der „Bausteine" das bestimmende Moment bei der Neubildung zu suchen. Er verfährt allerdings nicht ganz in diesem Sinne, da ja in seinem Modell die Neulagerung nur als Folge der Umorientierung, nämlich der Hemitropie um die Normale der Gleitfläche, erscheint. W. sagt nun nichts darüber, daß es dann ganz von der Form der gewählten „Bausteine" abhängt, ob das Modell die geometrischen Verhältnisse richtig wiedergibt. Bei der für den Kalkspat gewählten Form trifft dies zwar zu, weil hier der „Baustein" die Eigentümlichkeit hat, auch nach der Deformation wieder von Flächen gleicher kristallographischer Bedeutung begrenzt zu werden. Wenn jemand aber diesen „Bausteinen" die Form geben würde $(10\bar{1}2)$ (Gleitfläche) $(10\bar{1}0)$ (zweite Kreisschnittsebene) und etwa $(12\bar{1}0)$ (Ebene der Schiebung), so würde er wohl damit schwerlich auf Zustimmung rechnen können, und doch würde nur eine derartige oder ähnliche, dem Elementarparallelepiped eines rhomboedrischen Gitters nicht entsprechende Form des „Bausteins", die Verhältnisse für den Fall richtig wiedergeben, daß die Hauptachse Richtung der Grundzone ist[2]. Ganz allgemein lassen sich die geometrischen Verhältnisse einer einfachen Schiebung[3] nicht durch Hemitropie von Bausteinen von der Form der Elementarparallelepipede der Raumgitter um die Normale der Gleitflächen nachahmen, obwohl die Umorientierung natürlich der Zwillingslage entspricht. Die genannte Hemitropie der „Bausteine", d. i. die für das W.'sche Modell charakteristische Bewegung, in der also der Anfänger doch das Wesentliche sehen wird, hat eben

[1] Liebisch, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. 6. p. 105. 1889.

[2] Wie es nach unveröffentlichten Beobachtungen von Ganten am Millerit der Fall ist. Analoges gilt für die einfachen Schiebunger bei Aragonit, Titanit u. a.

[3] Erster Art; für die zweiter Art gilt dasselbe.

mit den einfachen Schiebungen nichts zu tun, weder wenn sie am einzelnen Modell, noch wenn sie an einem Aggregat von solchen ausgeführt wird.

Zum Schluß noch einige Worte über die Benennungen, deren Unzweckmäßigkeit W. mehrfach beklagt. Da ist zu bedenken, daß angesichts der Kompliziertheit der Vorgänge und wegen der historischen Entwicklung sowohl unserer Kenntnisse darüber wie auch ihrer Nomenklatur natürlich nicht zu erwarten ist, daß man aus der wörtlichen Bedeutung der Fachausdrücke, o h n e Kenntnis ihrer Definition, die Erscheinungen richtig verstehe. Die von Liebisch (l. c.) nach dem Englischen gewählte Bezeichnung „einfache Schiebung" ist im Deutschen meines Wissens nicht in einem andern als dem von Liebisch definierten Sinne angewandt, ebenso ist es mit der Bezeichnung „Translation", und ebenso ist kein Zweifel, daß beide Vorgänge, nicht scharf definiert, von E. Reusch als „Gleitung" beschrieben sind. Daß trotzdem „einfache Schiebungen" und „Translationen" in der Literatur noch jetzt zuweilen durcheinander geworfen werden und über die Lage der Gleitflächen in manchen Lehrbüchern sich noch unrichtige Angaben finden, ist allerdings zu beklagen, liegt aber nicht an der mangelhaften Definition und Benennung der Vorgänge, sondern daran, daß die Autoren es versäumt haben, sich darüber hinreichend zu unterrichten. Die Bezeichnung der „einfachen Schiebungen" durch „Zwillingsgleitung" würde daran kaum etwas ändern, die Ersetzung von „Translation" durch „einfache Gleitung" oder Ähnliches könnte leicht zu Verwechslungen führen (man denke an die Benennungen der optischen Bezugsflächen!).

Es geht m. E. nicht an, Fachausdrücke, die nicht zweideutig sind, 20 bis 30 Jahre nach ihrer Einführung durch andere zu ersetzen; deshalb habe ich mich wiederholt auch dagegen ausgesprochen, die seit mindestens 40 Jahren wohlbekannte und auch schon früher in ihrer geologischen (und chemischen) Bedeutung gewürdigte „Kornvergrößerung" jetzt auf einmal „Sammelkristallisation", die Drehachsen Gyrole, die Drehspiegelungsachsen Gyroide zu nennen u. ä. Zumal Begriffe, welche nicht von Mineralogen selbst aufgestellt, sondern aus verwandten Disziplinen übernommen sind, sollten nur, wenn es durchaus nötig ist, umgetauft werden, an überflüssigen Benennungen ist in der Mineralogie kein Mangel.

Versammlungen und Sitzungsberichte.

Londoner Mineralogische Gesellschaft. Stiftungsfeier am 12. November 1912 unter dem Vorsitz von Dr. A. E. H. Tutton.

Professor W. J. Lewis: Ilmenit aus dem Lengenbachsteinbruch. In dem Dolomit fand sich ein kleiner, im Habitus unregelmäßiger Kristall mit den Formen (110), (101), (100), (112), (111) und (275). Die besten Ablesungen wurden erhalten von Paaren von Flächen (101) und zwischen diesen und Flächen eines Prismas, und zwar sind die entsprechenden Winkel $= 64^0\,47'$ und $57^0\,33'$.

Professor W. J. Lewis: Mehrfache Zwillinge von Zinnstein. Dreifache Zwillingsbildung ist gut und regelmäßig entwickelt an gegenüberliegenden Seiten des Kristalls, der aus zwei Hauptteilen besteht mit Zwillingsachsen, die alle in einer Ebene liegen und die so gebildeten Drillinge sind in etwas unregelmäßiger Weise verwachsen. Ferner sind einige der Individuen nach Pyramidenflächen verzwillingt, die gegen die allgemeine Fläche so geneigt sind, daß die Hinterseite des Kristalls nicht gleich der Vorderseite ist.

Arthur Russell: Bericht über Mineralien, die in der Virtuous Lady-Grube bei Tavistock gefunden worden sind. Folgende Spezies sind vorgekommen: Spateisenstein in Pseudomorphosen nach Flußspat und Schwerspat, die von den Bergleuten „boxes“ resp „slippers“ genannt werden. Markasit in garbenähnlichen Aggregaten; Arsenkies in zwei Abarten; Anatas, auf einem Kristall ein kleiner Brookitkristall aufgewachsen, der einzige, der dem Vortragenden von diesem Fundort bekannt geworden ist.

Dr. A. Hutchinson: Einige graphische Methoden für Kristallographie und Kristalloptik. Diagramme für Ausdrücke mit Sinussen, wie $\sin \varepsilon = \beta \sin V$ werden sehr vereinfacht, wenn man log sin als Koordinaten nimmt; das Resultat ist dann eine Reihe paralleler Geraden.

Dr. A. Hutchinson und W. Campbell Smith: Labradorit von St. John's Point, Co. Down. Die großen frischen Kristalle aus dem Basalt haben physikalische Eigenschaften — spez. Gew. $= 2{,}706$, Auslöschungsschiefe auf 010 und 001 resp. $= -23^0$ und -11^0, Brechungskoeffizienten: $\alpha = 1{,}5630$, $\beta = 1{,}5665$, $\gamma = 1{,}5712$ —, die sehr nahe übereinstimmen mit der Stelle in der Plagioklasreihe, gegeben durch eine chemische Zusammensetzung, die nahezu durch die Formel: 33 Ab, 5 Or, 62 An ausgedrückt wird.

Dr. G. F. H. Smith: Apparat zur Herstellung von Gesteinsdünnschliffen. Es wird der Apparat beschrieben, der kürzlich für die mineralogische Abteilung des Britischen Museums hergestellt worden ist.

Russell F. Gwinnell: Kalkspatkristalle aus einem Wasserbehälter. Die Kristalle sind während des trockenen Sommers 1911 von dem Wasser einer Quelle aus dem Mergel von Belton Park bei Grantham, Lincs., abgesetzt worden; sie maßen 0,1 mm in ihrer größten Dimension und waren von dem Hauptrhomboeder $(10\bar{1}1)$ begrenzt.

Besprechungen.

Alexander H. Phillips: Mineralogy, an Introduction to the Theoretical and Practical Study of Minerals. New York bei Macmillan Company. 1912. p. VIII + 699. Mit 534 Figuren im Text.

In diesem Buch strebt der Verfasser dem Anfänger das Wesentliche der verschiedenen Abteilungen der Mineralogie knapp darzustellen, daher darf das Buch nicht als ein Nachschlagewerk betrachtet werden. Dasselbe zerfällt in drei Teile: Kristallographie, spezielle Mineralogie und bestimmende Mineralogie, welchen Teilen, respektiv 218, 327 und 137 Seiten gewidmet werden.

Der erste Teil umfaßt erstens eine Einleitung von 32 Seiten, worin die fundamentalen Ideen der geometrischen Kristallographie besprochen werden. Im zweiten Kapitel werden die verschiedenen und allgemein angewandten Kristallprojektionen behandelt. Dann folgen vier Abschnitte, welche die 32 Klassen der Symmetrie besprechen, anfangend mit dem kubischen Systeme, worin die Miers'sche Nomenklatur benutzt wird. Das siebente Kapitel ist den Kristallverwachsungen und Zwillingen gewidmet. Das achte Kapitel umfaßt eine kurze Beschreibung der Kristallmessung, aber nur mittels des einkreisigen Goniometers. In den nächsten 58 Seiten werden die optischen Eigenschaften der Kristalle behandelt. Der Anfänger wird zweifelsohne vielen Schwierigkeiten hier begegnen; da durch die gegebene Reihenfolge des Materials man nicht allmählich von den einfachen, leicht begreiflichen Tatsachen zu den mehr komplizierten übergeht, verliert der Abschnitt viel an Klarheit.

Im zweiten Teile des Buches werden, nach einer Besprechung in drei Abschnitten von der Beziehung der Mineralien zu den Elementen, der Bildung der Mineralien und der physikalischen Eigenschaften, 225 Mineralien nach der Dana'schen Klassifikation beschrieben.

Der dritte Teil enthält vier Abschnitte. Der erste beschreibt die üblicheren Instrumente, Reagentien und chemischen Reaktionen zur Bestimmung der Mineralien. Der zweite Abschnitt enthält Tabellen zur Bestimmung der Mineralien mittels der physikalischen Eigenschaften, und der dritte solche zur Beobachtung der gewöhnlichen gesteinsbildenden Mineralien im Dünnschliff. Der vierte Abschnitt dieses Teiles umfaßt Tabellen zur Bestimmung der Mineralien mittels der früher beschriebenen chemischen Reaktionen.

Im allgemeinen sind die Diskussionen und Beschreibungen klar und leicht verständlich. Jedoch bedarf folgender Satz p. 15: „Where there are axes of symmetry present, the axes of highest symmetry are chosen as crystallographical axes“ der Revision, da dieses in den heakistetraedrischen, dyakisdodekaedrischen und zahlreichen anderen Klassen mit den Tatsachen nicht in Einklang steht. Die Stellung im Buche von Fig. 34, p. 25, ist nicht die richtige. Das Gewicht des Cullinan Diamants, p. 283, ist als 3253,75 Karat angegeben, was bedeutend zu hoch ist. Dieser Diamant ist bekanntlich am 25. Januar, und nicht, wie hier angegeben, am 6. Juni 1905 entdeckt worden. Die Ausstattung des Buches ist sehr gut, nur ist zu bedauern, daß die photographischen Abbildungen der Kristalle und Mineralien nicht besser ausgefallen sind. **E. H. Kraus.**

L. P. Gratacap: A Popular Guide to Minerals. New York bei D. van Nostrand Company. 1912. p. IV + 330. Mit 400 Figuren im Text, 74 photographischen Tafeln und einer Landkarte der Vereinigten Staaten.

Obgleich dieses Buch als Führer durch Mineraliensammlungen im allgemeinen dienen soll, ist es doch besonders für die wohlbekannte Bementkollektion im American Museum of Natural History in New York geeignet. Die Anordnung der Mineralien folgt der Danaschen Klassifikation. Die 74 Tafeln, welche photographische Abbildungen von Kristallen und Mineralien der Bementsammlung enthalten, sind besonders gut ausgefallen. In einer Einleitung von 103 Seiten versucht der Verfasser dem Anfänger das Wesentliche über Kristallographie, Struktur, physikalische, optische und chemische Eigenschaften der Mineralien zu geben. Es ist sehr zu bedauern, daß so viele Kristallfiguren dieses Abschnittes so schlecht gezeichnet und unrichtig aufgestellt sind, so z. B. um nur einiges anzugeben: Fig. 6, 7, 13, 19, 130 und 216. Auf 60 Seiten wird die historische Entwicklung der Mineralogie besprochen und dann werden die allerwichtigsten und schönsten Stufen der Bementkollektion mit Angabe der Sammlungsnummer knapp beschrieben. Eine Landkarte begleitet das Buch, worauf die wichtigsten Mineralfundorte in den Vereinigten Staaten angegeben sind.

E. H. Kraus.

Druckfehlerberichtigung.

Dieses Centralbl. 1912 p. 783 Zeile 1 v. o. muß es heißen: eine einfache Spalte statt diese einfache Spalte.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ueber Granatamphibolite und Eklogite von Tromsö und vom Tromsdaltind.

Von **K. Endell** in Berlin.

Mit 1 Textfigur.

In der anorthositisch-gabbroitischen, vermutlich postsilurischen Aufschmelzzone bei Tromsö [1] im arktischen Norwegen finden sich an verschiedenen Stellen granitische, amphibolitische und pyroxenitische Gesteinsarten. Ihr Auftreten ist bekannt durch die zahlreichen Untersuchungen von K. Petersen [2], der eine geologische Karte dieses sehr ausgedehnten Distriktes aufgenommen hat. Das größte zusammenhängende Gebiet sind die Gabbros der Lyngenhalbinsel. Dies etwa 90 km lange Massiv besteht zum Teil aus Anorthositgabbro mit Parallelstruktur. Soweit die starke Vergletscherung eine nähere Untersuchung zuläßt, sind die Gabbros stark differenziert und gehen häufig in Gabbroschiefer, an manchen Stellen (besonders bei dem Berg Rassevarçokka am Südende des Lyngenfjords) auch in Chlorit- und Serpentinschiefer über.

Etwa 40 km westlich von den Lyngengabbros treten auf der Insel Tromsö Granatamphibolite und Eklogite auf, die in Glimmerschiefer eingelagert sind. Auch der 1250 m hohe Gipfel des Tromsö gegenüberliegenden Tromsdaltinds wird von Granatamphibolit gebildet. Bei Lanaes auf der Südostseite der Insel Tromsö sind die Amphibolite und Eklogite linsen- und stockförmig ausgebildet. Treten sie geschichtet auf, so ist ihre Lagerung konkordant mit den liegenden Schiefern. Randlich werden sie meist von Kalkbändern eingefaßt. Beim Tromsdaltind durchsetzt ein massiver Granatamphibolit das metamorphe oder norwegische Silur von Tromsö (Tromsöglimmerschiefer nach K. Petersen) und den Anorthositgneis [3] in einer Höhe von etwa 600 m über NN. Längs der Grenze finden sich an schönen Kontaktmineralien reiche Marmore, die besonders am Fuß des NW-Grates des Tromsdaltinds beobachtet werden können. Je mehr man sich dem Gipfel nähert, um so schieferiger wird das Gestein. Der Gipfel selbst wird von Granatamphibolitschiefer gebildet.

Im Sommer 1911 hatte ich Gelegenheit, jene Gegend auf einer Studienreise aus eigener Anschauung kennen zu lernen. Von dem

[1] Nach J. Königsberger. Geol. Rundschau. 3. (1912.) 304—306.

[2] K. Petersen, Geologist Kart over Tromsöamt. Tromsö Museums Aarshefter. 14. 1891.

[3] Vergl. J. Königsberger, a. a. O. 304.

gesammelten Material gebe ich vorläufig nur eine petrographische und chemische Beschreibung der Granatamphibolite und Eklogite.

Die Eklogite sind feinkörnige Gesteine von lauchgrüner bis graugrüner dichter Grundmasse, in der porphyrisch Granaten eingesprengt sind. Die Hauptgemengteile Granat und Omphacit sind ziemlich regelmäßig verteilt. Die Eklogite kommen zusammen mit Granatamphiboliten vor und sind mit ihnen durch stetige Übergänge verbunden. Die Eklogite treten meist massiv auf, während die Granatamphibolite häufig schieferig ausgebildet sind. Diese enthalten in einem feinen grünlichschwarzen Grundgewebe aus Hornblende Granatporphyroblasten.

Der Eklogit von Lanaes bei Tromsö zeigt u. d. M. porphyroblastische Struktur in diablastischem Grundgewebe. Neben den Hauptgemengteilen Pyroxen und Granat treten als akzessorische Gemengteile auf: Rutil, Hornblende, Plagioklas, Quarz, Magnetit und Pyrit. Der Pyroxen ist hell smaragdgrün bis graugrün und erscheint im Dünnschliff meist farblos oder nur mit einem Stich ins Grünliche. Dieser Omphacit bildet die Grundmasse kleiner Körner von gleichmäßiger Größe und trümmerartigem Habitus, in der die Granaten liegen. Randlich gehen die Omphacite häufig in faserige Hornblende über, deren Fasern am Omphacitkorn selbst am feinsten sind. Einschlüsse finden sich selten.

Die braunroten bis rötlichen Granaten sind z. T. kristallographisch gut begrenzt unter vorherrschender Entwicklung von $\{110\}$, z. T. rundlich mit oft ausgefranstem Rand. Der Granat ist gewöhnlich stark zerklüftet und im Gegensatz zum Omphacit sehr reich an Einschlüssen, deren Größe und Art stark wechselt. Am häufigsten tritt Rutil auf, ferner auch Quarz, Plagioklas, Hornblende und Erz. Die „Hornblendisierung des Granats“ konnte in typischer Ausbildung beobachtet werden. Sie geht von der Pheripherie und schmalen Rissen im Innern aus, wobei die neu entstandene Hornblende eine schmale einheitliche Randzone bildet. Diese Umwandlung des Granats sowie auch des Pyroxens ist in einzelnen Fällen soweit vorgeschritten, daß nur noch Kerne von Omphacit und Granat in einem feinen diablastischen Grundgewebe aus Hornblende und saurem Plagioklas liegen. Die so entstandenen Eklogitamphibolite stellen dann die Übergangsformen zu den Mesogesteinen der IV. Gruppe der Grubenmann'schen Einteilung dar[1]. Der häufigste akzessorische Gemengteil der Eklogite ist der Rutil, dessen Spaltbarkeit nach dem Prisma meist gut entwickelt ist. Quarz, Plagioklas, Magnetit und Pyrit kommen nur in kleinen eingesprengten Körnern vor.

Die Granatamphibolite zeigen u. d. M. ein fein diablastisches Gefüge von grüner Hornblende und wenig Plagioklas,

[1] U. Grubenmann, Die kristallinen Schiefer. II. Aufl. 1911. 198.

welchem Granatporphyroblasten und Körner von Quarz, Magnetit, Titanit und Rutil eingestreut sind. Die Struktur entspricht etwa der eines Diabases.

Die Hornblende ist grünlich bis blaugrünlich gefärbt. Die Intensität der Farbe und Doppelbrechung variiert stark, woraus geschlossen werden kann, daß es sich um isomorphe Mischungen von grüner Hornblende mit natriumhaltigem glaukophanartigem Amphibol handelt. Die gleiche Erscheinung beobachtete L. Hezner[1] an Granatamphiboliten aus dem Ötztal und erbrachte durch die chemische Analyse eine Bestätigung dieser Vermutung. Die Hornblendekörner sind ohne eigene Form, gebuchtet und gelappt. Der Pleochroismus ist ziemlich stark:

$//c$ grün mit geringer Beimengung eines bläulichen Tones
$> //b$ graugrün $> //a$ gelbgrün.

Für die Auslöschungsschiefe der grünen Hornblende wurde 21—23° gefunden. Auch dieser Wert variiert mit der chemischen Zusammensetzung. Die Hornblende enthält Einschlüsse von Plagioklas, Titanit und Rutil.

Auf einem Schliff des Granatamphibolits von Lanaes konnten in der Hornblende pleochroitische Höfe festgestellt werden, die winzig kleine braune Kriställchen (Zirkon?) umgaben. Nach den Untersuchungen von O. Mügge[2], J. Joly[3] und G. Hövermann[4] verdanken diese ihre Entstehung der Aussendung von α-Teilchen radioaktiver Substanzen, die von der vermutlich thorithaltigen Verwitterungsrinde des Zirkons ausgehen. Da so schwach radioaktive Mineralien wie der Zirkon höchstens ein α-Teilchen im Jahr aussenden können[3], so ist eine große Anzahl von Jahren bis zur Entstehung der pleochroitischen Höfe erforderlich. Ihre Anwesenheit spricht also für ein hohes geologisches Alter des Gesteins.

Die etwa 1 mm großen, braunroten Granaten unterscheiden sich nur wenig von denen der Eklogite. Als Einschlüsse enthalten sie Plagioklas, Hornblende, Titanit und Rutil.

Unter den akzessorischen Gemengteilen tritt besonders Titanit hervor. Die Titanite haben meist Insekteneierform und enthalten häufig im Kern Rutil, aus dem sie sich wohl gebildet haben. Ganz vereinzelt kommen auch Quarz und Magnetitkörnchen vor.

Die Bauschanalyse eines frischen Granatamphibolits vom Tromsdaltind ergab folgende Werte:

---

[1] L. Hezner. Min.-petr. Mitt. **22**. (1903.) 437, 505.

[2] O. Mügge, Dies. Centralbl. **1907**. p. 397—399. **1909**. p. 65, 113, 142.

[3] J. Joly, Phil. Mag. **6**. 1907. p. 381—383; Scint. Proc. Royal Dublin Soc. **13**. 1911. p. 86.

[4] G. Hövermann. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXIV. (1912.) p. 321—400.

Granatamphibolit vom Tromsdaltind[1].

Spez. Gew. = 3,2.

	Gewichtsprozente	Molekularprozente
SiO_2	46,32	52.5
TiO_2	2,35	—
Al_2O_3	13.14	8,5
Fe_2O_3	7,09	—
FeO	11,00	16,1
MnO	0,22	—
CaO	9.90	11,6
MgO	5,34	8.7
K_2O	0,44	0,3
Na_2O	2,18	2.3
P_2O_5	0,28	—
H_2O	1,77	—
	100,03	100.0

$S = 52{,}5$; $A = 2.6$; $C = 8{,}5$; $F = 24.8$; $T = 0$; $M = 3.1$; $K = 0{,}9$.

Projektionswerte nach Osann: $a_{1,5}\ c_5\ f_{13,5}$.

Ein Vergleich mit der IV. Gruppe der Grubenmann'schen Einteilung der kristallinen Schiefer (Eklogite und Granatamphibolite) und dem Osann'schen Gabbrobezirk in seiner chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine zeigt recht gute Übereinstimmung. Diese einem Gabbro ähnliche chemische Zusammensetzung deutet neben der Struktur auf einen eruptiven Ursprung des Gesteins. Daß aus einem Gabbro oder Diabas ein Amphibolit entstehen kann, ist schon in verschiedenen Gebieten kristalliner Schiefer beobachtet worden. Die Granatamphibolite von Tromsö stellen also wohl ein Spaltungs- oder Umwandlungsprodukt der Gabbros des Tromsödistriktes dar.

Der Kontakt des Granatamphibolits mit geschichteten Marmoren zeigt sich am schönsten bei der Lateinschule in Tromsö und in Haughen's Steinbruch. Der Marmor liegt teils annähernd horizontal, teils ist er durch Amphibolitmassen in die Höhe gequetscht. Charakteristisch ist eine etwa 1 m breite Grenzzone, in der die Mineralien des Amphibolits stark vergrößert zusammen mit neuen Kontaktmineralien auftreten (Fig. 1). Hornblende, Feldspat und Granat haben Durchmesser bis zu 4 cm. Der Brechungsindex der großen weißlichen Feldspate ist niedriger als der Brechungsindex des Kanadabalsams. Die Auslöschungsschiefe beträgt auf P im Mittel $3^0 25'$. Es handelt sich also um einen Oligoklasalbit von der Zusammensetzung 90 Ab 10 An.

An manchen Stellen kommen bis zu 1 cm lange, kurzsäulige, hemimorph ausgebildete gelbe Turmaline vor, die in dieser schöngelben Färbung von andern Fundorten nicht bekannt sein

[1] Analysiert von Dr. A. Lindner-Breslau.

dürften. Die Anwesenheit von Turmalin deutet auf die Zufuhr von bor-fluor-haltigen Gasen, deren mineralbildende Kraft wohl die erhebliche Kornvergrößerung in der Nähe des Kontaktes hervorgebracht hat. Außerdem finden sich noch folgende Kontaktmineralien in mehr oder weniger guter Ausbildung: Rutil.

Grenzzone beim Kontakt des Granatamphibolits mit Marmor in Haughen's Steinbruch bei Tromsö.

Titanit, Pyrit, Magnetkies, Zoisit, Apatit. K. Petersen[1] beobachtete ferner Skalpolith und Ortith, A. Helland[2] mikroskopisch Zirkon. Die Kontaktmarmore am Fuß des Tromsdaltinds zeigen ziemlich die gleichen Mineralien, jedoch sind an der dort von Geröll etwas verschütteten Grenze die Aufschlüsse nicht so schön wie in den Steinbrüchen bei Tromsö.

Berlin, Januar 1913.

Zweckmässige Indikatoren aus Glas.

Von **O. Mügge** in Göttingen.

Zur Ergänzung der ausführlichen Mitteilungen von V. Goldschmidt in dies. Centralbl. 1913. p. 39 erlaube ich mir darauf hin-

[1] K. Petersen, Tromsö Museums Aarshefter. 1. 1878. 51—52.
[2] A. Helland, ebenda. 19.

zuweisen, daß in der Lösung leicht sichtbare und durch die eingravierte Dichte-Zahl nicht verwechselbare Indikatoren aus Glas, zugleich von solcher Größe, daß sie im Harada'schen Trennungsapparat verwendet werden können, ohne daß dieser während der Trennung oben geöffnet zu werden braucht und so, daß bei jeder abgetrennten Portion der zugehörige Indikator liegt, von Johnsen und mir in dies. Centralbl. 1905. p. 152 beschrieben sind.

Beiträge zur Petrographie von Flores.

Von **Georg Rack** in Berlin.

Mit 2 Textfiguren.

In meiner Arbeit „Petrographische Untersuchungen an Ergußgesteinen von Soembawa und Flores“ [1] habe ich einige Gesteine des mittleren Teils der Insel Flores (Umgebung von Geni und Endeh) untersucht, die ausschließlich Vertreter der Kalkalkalireihe waren.

Fig. 1.

[1] G. Rack, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXIV. p. 42—84. 1912.

Das hiesige Mineralog.-petrographische Institut enthielt noch eine kleine Anzahl bisher unbearbeiteter Handstücke von Flores, die Herr Ed. v. Mertens[1] auf seiner Reise nach der Südsee im Jahre 1863 gesammelt hat. Das von ihm bereiste Gebiet beschränkt sich auf die Umgebung des an der östlichen Küste gelegenen Forts Larentoeka, in dessen unmittelbarer Nähe der Vulkan Illimandiri liegt (s. Fig. 1).

Auch diese Gesteine sind Kalkalkaligesteine, und zwar gehören sie zur Familie der Andesite.

1. Augit-Olivin-Andesite.

Schlucht Semmdnk bei Larentoeka. (No. 2.)[2] — Ein festes Gestein mit schwach glänzender Grundmasse. Mit dem unbewaffneten Auge erkennt man weißliche Plagioklase, deren Kern manchmal durch Einschlüsse dunkler gefärbt ist, ferner schwarze Augite und rotbraune Olivine.

Der Feldspat, ein der Labradorreihe angehörender Plagioklas, zeichnet sich durch eine vorzügliche Spaltbarkeit und Zwillingsbildung aus. In einigen Individuen ist die Zonarstruktur gut zu erkennen. Der einheitliche Kern ist dann durchweg sehr breit, und auf diesen breiten Kern folgt eine Anzahl äußerst schmaler Zonen, die in ihrer Gesamtheit etwa $\frac{1}{4}$ der Breite des Kerns besitzen. Nicht alle Individuen enthalten Glaseinschlüsse. Manche Kristalle sind fast einschlußlos. Die Einschlüsse sind parallel zu den Begrenzungsflächen angeordnet.

Der grünliche, nicht pleochroitische Augit kommt ziemlich häufig vor. Man beobachtet die Begrenzungen (1̄11), (100), (010) und (110). Verzwillingungen treten nicht auf. Die Dispersion der optischen Achsen ist gering. Der Augit ist fast stets mit Magnetit verwachsen oder enthält diesen als Einschluß.

Der ebenso häufig wie der Augit vorkommende Olivin ist wasserklar und besitzt eine ausgezeichnete Idiomorphie. Die Absonderung nach der Basis gibt sich durch breite Risse kund. Vereinzelt sieht man die Spaltbarkeit nach (010).

Die Grundmasse besteht aus Plagioklas, Augit, Magnetitkörnchen und einem bräunlichen Glase, das von allen Bestandteilen den größten Anteil an der Zusammensetzung hat. Plagioklas und Augit sind idiomorph begrenzt und isometrisch ausgebildet.

Vulkan Illimandiri bei Larentoeka. (No. 4.) — Das rötliche Gestein hat blasige Hohlräume, die bis 10 mm breit sind. Einsprenglinge sind Plagioklas, Augit und Olivin.

Der nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz verzwillingte basische Plagioklas tritt fast durchweg in leistenförmigen

[1] Ed. v. Mertens, Banda, Timor und Flores. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdk. Berlin. **24**. p. 83. 1889.

[2] Gibt die Nummer der Sammlung an.

Schnitten auf, die auf eine tafelige Ausbildung schließen lassen. Die Leistchen werden bis 1 mm lang. Glas- und Augiteinschlüsse sind sehr zahlreich.

Der Anteil des Augits und des Olivins unter den Einsprenglingen ist gleich. Der Augit ist grünlich und zeigt gelegentlich gut ausgebildete Zonarstruktur. Auch der Olivin ist grünlich. Er unterscheidet sich im gewöhnlichen Lichte leicht vom Augit durch die braunrot verwitterten Ränder und Spalten. Die Magnetiteinschlüsse beschränken sich fast nur auf den Augit.

Die pilotaxitische Grundmasse besteht hauptsächlich aus einem sauren Plagioklas, aus Augit und Magnetit. Man trifft auch rotbraun zersetzten Olivin und wenig Glas an.

Das Verhältnis der Einsprenglinge zur Grundmasse ist etwa wie 3 : 2. Nach dem mikroskopischen Befunde könnte man das Gestein als Basalt bezeichnen, makroskopisch besitzt es aber durchaus andesitischen Charakter.

2. Hypersthen-Augit-Andesite.

Bei der alten Kirche in Larentoeka. (No. 5.) — Das dichte Gestein ist rötlichgrau. Die Bruchflächen sind flachmuschelig.

Die Einsprenglinge sind nicht zu bedeutender Größe gelangt. Der vorherrschende Plagioklas erreicht höchstens eine Länge von 0,4 mm und ist nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz verzwillingt. Der monokline Pyroxen ist als Einsprengling spärlich vorhanden, ebenso die braune Hornblende, deren Ränder bereits stark opazitisiert sind. Der zahlreicher auftretende idiomorphe Hypersthen erreicht nicht die Größe der anderen Gemengteile. Teilweise ist er rötlichbraun gefärbt.

Die Grundmasse überwiegt gegenüber den Einsprenglingen. Sie ist pilotaxitisch und besteht aus vielen sauren Plagioklasleistchen, ferner aus wenig Orthoklas, rötlichbraun bestäubten Hypersthensäulchen und wenig Glas.

Vulkan Illimandiri bei Larentoeka. (No. 1.) — Das feste Gestein ist deutlich porphyrisch. In der grauvioletten Grundmasse liegen vorwiegend glasklare bis schwach milchweiße Feldspate. Die dunklen Gemengteile treten an Menge dem Plagioklas gegenüber zurück. Das Gestein hat ein trachytisches Aussehen.

Der Feldspat, ein ziemlich basischer, polysynthetisch verzwillingter Plagioklas, tritt in Kriställchen bis zu 3 mm Länge auf. Die Begrenzungen sind idiomorph. Gewöhnlich sind mehrere Individuen zu einem Kristallkomplex verwachsen. Einschlüsse sind selten.

Der hellgrüne Augit ist z. T. stark korrodiert. In einigen Kristallen hat er noch seine geradlinigen Begrenzungen bewahrt. Zwillinge nach (100) sind häufig.

Hypersthen tritt in kleinen schlanken Säulchen auf.

Die bräunliche, stark pleochroitische Hornblende ist stets randlich resorbiert. $c : c = 2-3°$. Sie kommt weniger zahlreich vor als Augit und Hypersthen. Augit und Hornblende sind oft mit größeren Magnetitkriställchen verwachsen.

Die vorherrschende Grundmasse besteht zum größten Teil aus Feldspatleistchen in teilweise fluidaler Anordnung. Aus der fast geraden Auslöschung der Leistchen kann man schließen, daß sie saurer sind als die Einsprenglingsplagioklase. Neben dem Plagioklas tritt noch Orthoklas in allotriomorpher Begrenzung auf. Außerdem beteiligen sich winzige Magnetitkörnchen und Augitkriställchen am Aufbau der Grundmasse.

Vulkan Illimandiri. (No. 6.) — Ein festes, deutlich porphyrisches Gestein mit kleineren und größeren Blasenräumen, die auf ein Erstarren unter Gasexhalationen hinweisen. Als Einsprenglinge erkennt man fast nur Plagioklas, gelegentlich Pyroxen.

Der Plagioklas, ein Labrador, auch Labrador-Bytownit, überragt an Größe die anderen Gemengteile. Er enthält viel Glas eingeschlossen. Der gewöhnliche grünliche Augit ist nicht pleochroitisch und oft nach (100) verzwillingt. Der Hypersthen, der auch manchmal durch Eisenhydroxyd rötlichbraun gefärbt ist, zeigt einen deutlichen Pleochroismus von lilarötlichen nach bläulichgrünen Farbentönen. Augit und Hypersthen kommen zuweilen auch in regelmäßiger Verwachsung vor, wobei der Kern stets aus Hypersthen, die Umrandung aus Augit besteht. Die Pyroxene sind gewöhnlich 0,75—0,5 mm lang, doch kommt noch eine zweite Generation vor, deren Kristalle zwischen 0,1 und 0,05 mm schwanken. Spärlich tritt randlich stark resorbierter Biotit auf.

Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus Feldspatleistchen, die saurer sind als die Einsprenglingsplagioklase, ferner aus wenig Orthoklas, Magnetitkörnchen und Glasbasis.

Vulkan Illimandiri. (No. 10.) — Ein festes, graues Gestein mit porphyrischen Einsprenglingen von Plagioklas und Pyroxen.

Der Plagioklas ist stets polysynthetisch verzwillingt. Neben dem Albit- und Karlsbader Gesetz beobachtet man vereinzelt Periklinlamellen. Glaseinschlüsse sind mitunter sehr zahlreich vorhanden. Der hellgrüne Augit ist idiomorph begrenzt, manchmal nach (100) verzwillingt. $c : c = 43°$. Der Hypersthen ist ebenfalls geradlinig begrenzt und deutlich pleochroitisch. Er ist nicht so häufig wie der monokline Pyroxen. Regelmäßige Verwachsungen zwischen Augit und Hypersthen sind keine Seltenheit. Spärlich tritt eine braungrüne, stark resorbierte Hornblende auf. $c : c = 13°$. Außerdem beobachtet man noch ein gelblichgrünes Umwandlungsprodukt, dessen Begrenzungen auf Olivin als ursprüngliches Mineral deuten.

Die Grundmasse ist holokristallin. Sie besteht vorwiegend aus saurem Plagioklas, aus Augit und Magnetitkörnchen. Glas-

basis ist nicht beobachtet worden. Der Magnetit ist z. T. in Brauneisenerz umgewandelt, wodurch ganze Partien der Grundmasse rötlichbraun gefärbt sind.

3. Augitandesite.

Vulkan Illimandiri. (No. 3.) — Das rötliche Gestein ist feinporös. Die Einsprenglinge sind in geringer Anzahl vorhanden. Ausnahmslos sind es einschlußarme Plagioklase mit idiomorphen Begrenzungen. In der Hauptsache besteht das Gestein aus einem rötlichbraunen Glase, das von Feldspatnädelchen und Magnetitkörnchen erfüllt ist. Aus der glasigen Grundmasse leuchten öfters auch stark doppeltbrechende Körnchen auf, die wahrscheinlich Augite sind.

Vulkan Illimandiri. (No. 7.) — Schon mit dem bloßen Auge ist in dem schwarzgrauen Gestein ein Überwiegen der Grundmasse zu bemerken. Die idiomorph begrenzten, verzwillingten Plagioklase sind deutlich zonar struiert. Der Augit ist grünlich, nicht pleochroitisch. Die feinkörnige Grundmasse enthält Feldspat, Augit und reichlich Magnetitkörnchen. Neben den verzwillingten Plagioklasleistchen kommen noch Kalifeldspat vor. Glas ist nicht beobachtet worden.

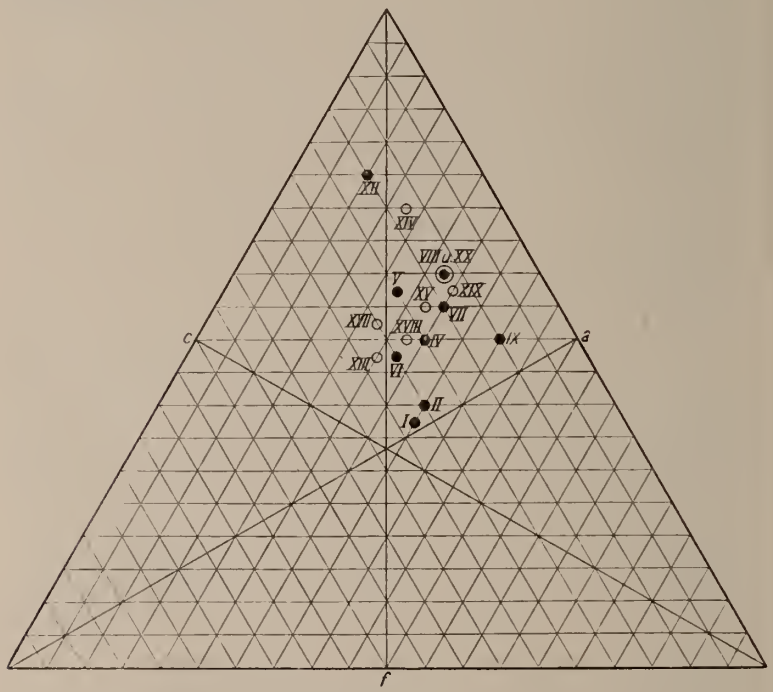


Fig. 2.

Berichtigung.

In meiner oben erwähnten Arbeit: „Petrographische Untersuchungen an Ergußgesteinen von Soembawa und Flores" ist mir bei der Berechnung der Osann'schen Werte A und C ein Fehler unterlaufen. Ich teile im folgenden die richtigen Werte für die Osann'schen Größen mit (vergl. Fig. 2).

Analyse No.	s	A	C	F	a	c	f	n	Reihe	Typenformel
I.	72,19	4,74	5,87	6,59	5,5	6,8	7,7	8,0	α	$s_{72,19}\,a_{5,5}\,c_{7}\,f_{7,5}\,n_{8,0}$
II.	70,69	4.61	6,44	7,21	5,0	7,1	7,9	7,9	α	$s_{70.69}\,a_{5}\,c_{7}\,f_{8}\,n_{7,9}$
IV.	65,54	4,85	6,50	11,76	4.2	5,6	10.2	7,7	α	$s_{65,54}\,a_{4}\,c_{6}\,f_{10}\,n_{7\,7}$
V.	60,32	5,67	6.29	15.76	4,1	4.5	11,4	6.8	β	$s_{60,32}\,a_{4}\,c_{4,5}\,f_{11,5}\,n_{6,8}$
VI.	64,84	5,60	6,38	11,20	4,8	5,5	9,7	8	α	$s_{64,84}\,a_{5}\,c_{5,5}\,f_{9,5}\,n_{8\,0}$
VII.	58,42	4,28	8,62	15,79	2,9	6,0	11,1	8	α	$s_{58\,42}\,a_{3}\,c_{6}\,f_{11}\,n_{8,0}$
VIII.	54,91	4,20	8,83	19,03	2,6	5,5	11,9	6,6	β	$s_{54,91}\,a_{2,5}\,c_{5,5}\,f_{12}\,n_{6.6}$
IX.	56,63	2,68	11.59	14,85	1,8	8,0	10,2	6,5	β	$s_{56,63}\,a_{2}\,c_{8}\,f_{10}\,n_{6,5}$
XII.	53,55	5.73	3,15	28.63	3,1	1.7	15,2	5,7	β	$s_{53,55}\,a_{3}\,c_{2}\,f_{15}\,n_{5,7}$
XIII.	72,76	4,98	4,35	8.58	5,6	4,9	9.5	8.9	α	$s_{72,76}\,a_{5,5}\,c_{5}\,f_{9.5}\,n_{8,9}$
XIV.	57,59	4,19	5,50	23,03	2,6	3,3	14,1	9	α	$s_{57,59}\,a_{2,5}\,c_{3.5}\,f_{14}\,n_{9}$
XV.	58,79	5,06	7.54	16.01	3,5	5.3	11.2	8,9	α	$s_{58,79}\,a_{3,5}\,c_{5,5}\,f_{11}\,n_{8\,9}$
XVII.	72,55	4,48	4,27	9,96	4,8	4,6	10.6	7.6	α	$s_{72,55}\,a_{5}\,c_{4\,5}\,f_{10.5}\,n_{7,6}$
XVIII.	68,55	4.50	5,80	10,85	4.3	5,5	10,2	7.8	α	$s_{68\,55}\,a_{4,5}\,c_{5,5}\,f_{10}\,n_{7,8}$
XIX.	61,47	3,05	8,20	16,03	2,2	6,0	11,8	8,3	α	$s_{61,47}\,a_{2,5}\,c_{6}\,f_{11.5}\,n_{8,3}$
XX.	60,89	3,24	7,68	17,27	2.3	5,5	12,2	8.0	α	$s_{60,89}\,a_{2.5}\,c_{5,5}\,f_{12}\,n_{8\,0}$

Berlin, Min.-petr. Institut der Universität, Dezember 1912.

Ueber angeblich gegenwärtige tektonische Bewegungen in der Insel Hiddensee (Rügen).

Von **Cl. Leidhold** in Straßburg i. E.

Schon seit längerer Zeit sind die großartigen Abrutschungen und Abstürze und in Verbindung damit die bedeutenden Landverluste an dem Steilufer der kleinen Insel Hiddensee, westlich von Rügen, bekannt. Der geologische Aufbau und die Morphologie der Insel sind schon verschiedentlich beschrieben worden von Elbert [1],

[1] Die Landverluste an den Küsten etc. X. Jahresbericht der geograph. Gesellschaft zu Greifswald. p. 1—27. Über die Standfestigkeit des Leuchtturms auf Hiddensee. Ebenda. p. 28—41.

E. W. Schmidt[1], M. Haltenberger[2] u. a. Jedem Besucher der Insel wird der Gegensatz auffallen zwischen dem bis 70 m hohen Diluvialkern, den man wohl am besten als Stück eines Staumoränenzuges auffaßt, und den beiden sich nach Süden anschließenden alluvialen Inselschwänzen, dem 14,5 km langen Hiddenseer Flachland mit dem Gellen im Westen und dem Alt Bessin im Osten. Während an den beiden Inselanhängen im allgemeinen Landzuwachs erfolgt, wird von dem Diluvialkern Jahr für Jahr ein breiter Streifen Landes, fast 1,5 m jährlich, abgetragen. Die großen Abrutschungen und Abstürze am Steilufer und im Zusammenhang damit das Auftreten randlicher Bruchsysteme und Spalten im Oberland wurden von den verschiedenen Beobachtern zurückgeführt auf das Zusammenwirken der Brandung, der Verwitterung, der Sickerwässer etc., also hauptsächlich auf rein exogene Vorgänge.

Neuerdings glaubt nun Prof. Jaekel[3] den Nachweis bringen zu können, daß „der Inselkern, vielleicht auch ihre Inselschwänze noch gegenwärtig in starker Hebung begriffen ist und daß die Bruchsysteme am Nordwestufer des Dornbusches, die noch in den letzten Jahren erhebliche Vertikalbewegungen zeigten, der unmittelbare Ausdruck dieser tektonischen Vertikalbewegungen sind". Jaekel trennt zunächst die randlichen Uferabbrüche im Norden und Nordosten des Dornbusches (Swantiberg, Enddorn[4]) von den größeren „tektonischen" Störungen am Leuchtturm, Bakenberg etc. Während erstere im allgemeinen kleinere parabolische Stücke aus dem Uferrand ausschneiden, laufen die Spalten am Leuchtturm über Hügel und Täler auch weiter vom Steilrand entfernt. Bei diesen rezenten Störungen kämen die Spalten am Leuchtturm, am Bakenberg, Rennbaum in Betracht, ferner der sogen. Backenquerbruch und einige ältere Quersenken am Rennbaum und nördlich der Swantewitschlucht.

Nun sind die randlichen Uferabbrüche im Norden der Insel, die auch nach Jaekel ihre Entstehung rein exogenen Vorgängen verdanken, in ihrem Ausmaß keineswegs zu unterschätzen. Es kommen auch hier Spalten von 100 m Länge und mehr vor[5]; nach jedem größeren Absturz bildet sich weiter landeinwärts ein neuer Riß und stellt eine neue Scholle Landes zum Abbruch bereit.

[1] N. Jahrb. f. Min. etc. 1910. Beil.-Bd. XXIX. p. 316 ff.

[2] Über Art und Umfang des Landverlustes und Landzuwachses auf Hiddensee. Dissertation. Budapest 1911.

[3] Über gegenwärtige tektonische Bewegungen etc. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1912. Monatsberichte No. 5.

[4] Vergl. die Textfigur No. 1 bei Jaekel.

[5] Nach freundlicher Mitteilung vom kgl. Wasserbauamt in Stralsund fanden die neuesten Abrutschungen Ende September dieses Jahres 500 m nördlich vom Kanonenschuppen in einer Länge von ungefähr 100 m statt. Außerdem ist südlich von dieser Abrutschstelle noch eine Strecke von 150 m Länge in Bewegung.

Betrachten wir die große Spalte vor dem Leuchtturm auf einer der Karten der kgl. Wasserbauinspektion W in Stralsund, wie wir sie bei E. W. Schmidt finden (l. c. p. 355), so wird man erkennen, daß die Spalte, deren Entfernung vom Uferrand landeinwärts im Maximum 150 m beträgt, ziemlich parallel mit der Steilküste verläuft und dabei, wenn auch nicht vollständig, einen vorspringenden Teil des Ufers ausschneidet, der etwa zwischen dem Kanonenhaus und der Swantewitschlucht gelegen ist. Herr Jaekel scheint bei seinen Untersuchungen übersehen zu haben, daß die Bildung der Erdspalte vom Herbst 1907 weiter nichts ist als eine neue Bewegung längs einer seit einer Reihe von Jahren bestehenden Spalte. Der Unterschied besteht nur darin, daß die Spalte im Herbst 1907 sich nach NNO und SSW verlängert hat und daß die Bewegung in dem westlichen Teil des alten Risses, der hier nach dem Steilrand verlief, anscheinend nicht stattgefunden hat. Ein Vergleich der Elbert'schen Karte[1], wo diese ältere Randspalte eingezeichnet ist, mit der von E. W. Schmidt zeigt den Zusammenhang zwischen dem alten und neuen Riß ganz klar. Erwähnen möchte ich noch, daß die Spalte am Steiluferrand beginnt, um erst dann in wechselnder Richtung zwischen NNO und ONO ziemlich unabhängig von der Oberflächengestalt über flache Täler und Bergrücken zu verlaufen, eine Erscheinung, auf die bereits Schmidt (l. c. p. 348) aufmerksam gemacht hat. Es scheint sich in dem Gebiet zwischen Swantewitschlucht und Kanonenschuppen allmählich jener Zustand herauszubilden, den Elbert vermutet hat. Durch die Zunahme der Rutschungen in der Swantewitschlucht und durch die Unterspülung und langsame Abtragung der westlich des Flederberges liegenden Mergelscholle, beginnen die Bakenberg- und Flederbergscholle allmählich ihren Halt zu verlieren. Damit würden nun, was das praktische Interesse dieser Spaltenbildung anbetrifft, die Aussichten für die Standfestigkeit des Leuchtturms keineswegs so günstig sein, wie meist angenommen wird.

Bei dem Bruchsystem südwestlich des Bakenberges, das nach Jaekel ebenfalls durch rezente tektonische Bewegungen bedingt sein soll, treten uns die Abrutschungen in Form mehrerer von einander durch erhebliche Niveauunterschiede getrennter terrassenförmiger Abbrüche entgegen, die z. T. als „Grabenbrüche" ausgebildet sind, wie bereits Schmidt[2] konstatiert hat. Man wird auch bei diesen Bruchbildungen den parabolischen Ausschnitt aus der Uferkante erkennen, nur ist der Radius des parabolischen Stückes hier weitaus größer als bei den Abbrüchen am Nordufer des Dornbusches; der Höhenunterschied zwischen dem stehengebliebenen Stück und der losgelösten Scholle ist in der Mitte am

[1] Über die Standfestigkeit etc. l. c. Tafel IV.
[2] l. c. p. 322.

größten und verringert sich nach beiden Seiten zum Steilufer hin allmählich immer mehr. Wäre ein tektonischer Vorgang die Ursache dieser Rutschungen gewesen, so müßte die Bewegung längs einer ziemlich flach einfallenden Verwerfung stattgefunden haben, was mit den „tektonischen Vertikalbewegungen" und „Grabenbrüchen" schwer in Einklang zu bringen ist. Bei der Bildung des Bruchsystems südwestlich des Bakenberges spielen die hier stark entwickelten interglazialen Sande eine wichtige Rolle. Infolge der geringen Kohäsion der Sande können größere einheitliche Abrutschungen, wie wir sie beim Geschiebemergel beobachten, nicht stattfinden; das Land rutscht vielmehr terrassenförmig ab. Die Bildung der Randspalten ist auch hier nur auf eine Massenverlagerung durch einfachen Böschungsschub zurückzuführen. Indem nämlich unten am Strand die Sande etc. weggeschwemmt werden, verlieren die Erdschollen im Oberland ihr Widerlager und setzen sich in Bewegung, wobei die einmal vorhandenen Niveauunterschiede zwischen den einzelnen Terrassen und „Grabenbrüchen" allmählich größer werden, wie die Messungen von Elbert und Schmidt ergeben haben. Die ganze 800 m lange Strecke ist also dauernd im Abrutschen begriffen. Unterstützt werden die Bewegungen in diesem Gebiet durch das Auftreten von undurchlässigen, zum Meer einfallenden *Cyprina*-Tonen [1] und anderen marinen Tonbänken, die für die hangenden Partien als Gleitflächen dienen.

Als weiterer Beweis für rezente tektonische Störungen werden der sogen. Bakenquerbruch und einige andere Quersenken angegeben. Diese Spalten, die senkrecht gegen den Uferrand gerichtet sind, sollen mit der Annahme einfacher Abstürze und Abrutschungen gänzlich unvereinbar sein. Diese Annahme trifft indessen nicht zu, da auch an Abrutschungen anderer Gebiete ähnliche Querbrüche bekannt sind. Wie mir Herr Geheimrat F. Wahnschaffe liebenswürdigerweise mitteilte, konnte er analoge Querspalten wie auf Hiddensee auch bei den Abrutschungen des Brodtener Ufers bei Travemünde, der Samländischen Küste zwischen Cranz und Roschnen, und ferner bei Rutschungen in den Septarien-

[1] Über die Stellung des Cyprinentons im Diluvium gehen bei dem Mangel klarer Aufschlüsse die Ansichten der verschiedenen Beobachter immer noch sehr auseinander. A. Günther (Dislokationen auf Hiddensee. 1891) erklärte ihn für jungdiluvial, Deecke (Führer durch Pommern. 1899) für präglazial. Elbert stellte ihn dann ins ältere Interglazial; dieser Ansicht schloß sich Deecke in seiner Geologie von Pommern an. Nach den neueren Untersuchungen von Nordmann (Een Zonerc. Danm. geol. Undersögelse. II. 17. Referat von E. Koken im N. Jahrb. f. Min. etc. 1911. II. p. 441) an den ungestörten Profilen von SW-Jütland sollen die fraglichen Schichten ins letzte Interglazial zu stellen sein. Dagegen möchte N. O. Holst (Alnarps floden. Referat von E. Koken. Dies. Jahrb. 1912. I. p. 18) den Ecmablagerungen wieder ein präglaziales Alter zusprechen.

tongruben bei Kratzwiek und Cavelwisch (nördlich von Stettin) beobachten. Der Bakenquerbruch ist meines Erachtens nur im Zusammenhang mit den zahlreichen radialen Spalten und Klüften des Swantewitschluchtgebietes zu verstehen. Die am oberen Ende der Schlucht einsetzende Querspalte dürfte nur eine Folgeerscheinung der Rutschungen sein, die teils auf feuchtem Ton erfolgten, teils durch Unterspülung veranlaßt wurden.

Nach meinen Beobachtungen, die im wesentlichen mit den Ergebnissen der Untersuchungen von Schmidt, Elbert und Haltenberger übereinstimmen, ist für die Abrutschungen und die in ihrem Gefolge auftretende Spaltenbildung zunächst die geographische Lage des Eilandes von Bedeutung. Als westlichste Insel des ehemaligen Rügenschen Archipels ist ihr diluvialer Kern bei seiner NO—SW-Erstreckung den in unserem Gebiet heftigsten Stürmen aus NO über Norden bis NW in hervorragendem Maße ausgesetzt. Nach keiner der genannten Richtungen hin ist irgendwelcher Schutz vorhanden, so daß jeder größere Sturm zur Vernichtung des Dornbusches beiträgt. Die stärksten Winde wehen von Ende August bis Mitte April. Gerade in diese Zeit fallen nun auch die großen Abrutschungen und die Spaltenbildungen; so fanden u. a. im Oktober 1907 und Februar 1908 die von Jaekel beschriebenen Abbrüche statt, nachdem beide Male ein heftiger Sturm vorangegangen war. Bei gewöhnlicher Brandung besteht die Arbeit des Meeres darin, aus dem abgerutschten und ins Meer vorgeschobenen Material die feineren Bestandteile heranzuschlämmen, während die größeren Geschiebe sich am Strande allmählich anhäufen.

Der Küstenstrom sorgt dafür, daß die in die See geführten Partikelchen nicht zum Absatz gelangen, sondern südwärts transportiert werden. Während bei gewöhnlicher Wellenbewegung das Meer nur an zwei Stellen das eigentliche Steilufer erreicht, greift die Brandung bei starken Stürmen auch unmittelbar die ganze Küste an, wobei es zur Bildung von Hohlkehlen und Höhlen kommt. Indessen ist ihre Entstehung meist auf eine einfache Auswaschung von Sandschmitzen zurückzuführen, die im Geschiebemergel auftreten. Gleichzeitig werden die am Ufer ausstreichenden interglazialen Sande ausgewaschen und bedingen dadurch ein Abrutschen der darüber liegenden Massen. Ebenso wirken die unten am Strand auftretenden Tonbänke, die z. T. unter den Meeresspiegel reichen, wenn sie von dem Meerwasser durchtränkt und zum Ausquellen gebracht werden[1]. Bei starken Stürmen wird

[1] Derartige Vorgänge dürften zu den als Subsolifluktion bezeichneten Erscheinungen zu rechnen sein (A. Heim, N. Jahrb. f. Min. etc. 1908. II. p. 136.) Eine größere subaquatische Rutschung scheint vor ungefähr 35 Jahren vor dem Tietenufer stattgefunden haben. Wie Elbert berichtet (Über die Standfestigkeit etc. p. 19) soll damals eine Insel aus dem Meer emporgestiegen sein, die „ganz mit den Blöcken des Unterwasserstrandes bedeckt war".

auch der im Laufe der Zeit sich bildende Strandwall, welcher sonst immerhin etwas Schutz gewährt, von den Wellen weggeräumt. Dazu kommt im Winter die Wirkung der gegen die Küste angetriebenen und angeschobenen Eismassen.

Es würde den Rahmen dieser Mitteilung überschreiten, im einzelnen auf alle die Vorgänge und Kräfte einzugehen, die eine Massenverlagerung in den Erdschollen und damit ein Abrutschen unter Bildung von Spalten und Klüften auf Hiddensee hervorrufen. Es mag nur hingewiesen werden auf den Einfluß der Temperaturdifferenzen, des Spaltenfrostes, der durch die Zerklüftung des Mergels (Diaklasen) wirksam unterstützt wird, auf die Auflockerung des Geschiebemergels infolge der eindringenden CO_2-haltigen Tageswässer, auf die Wirkung von Wind, Regen und Schnee, die für die Fortführung des Verwitterungsschuttes sorgen und damit neue Flächen freilegen und z. T. selbst aktiv das Steilufer angreifen. Der Regen hinterläßt bis metertiefe Erosionsrillen, die, sich nach hinten allmählich verlängernd, zur Abtrennung einzelner Grate führen. Von besonderer Bedeutung für die Abrutschungen sind die Sickerwässer und die Quellen in Verbindung mit der wechselreichen Schichtenfolge. Die Niederschlagswasser sammeln sich auf den undurchlässigen Tonen resp. dem tonigen unteren Geschiebemergel und durchtränken sie, wodurch die hangenden Partien bei dem Einfallen der Schichten zum Meer unter Bildung von Spalten und Klüften in gleitende Bewegung gebracht werden. Dieser Vorgang ist eine ganz gewöhnliche Erscheinung an dem Steilufer zwischen Hucke und Enddorn. Über das Auftreten der sogen. Wassersäcke, schlammerfüllten Einbruchskesseln an der Grenze von Sand und Mergel, über ihre Entstehung und Wichtigkeit bei den Abrutschungen und der Spaltenbildung findet man eingehende Beschreibungen bei Elbert und Schmidt.

Nach Credner[1] käme für die Abbrüche und Zerreißungen der Diluvialmassen am Dornbusch hauptsächlich der Umstand in Betracht, daß „sich die westliche Steilküste gegenwärtig bereits bis in unmittelbare Nähe der Kulminationslinie des Hügelrückens vorgeschoben hat, und dadurch einer Sackung und einem immer weiter um sich greifenden Fortschreiten der Abrutschung des stehengebliebenen Hügelrestes nach jener Steilseite hin in hohem Grade Vorschub geleistet ist". Auffällig ist ferner, daß die rezente tektonische Spaltenbildung gerade auf das Gebiet der stärksten Abtragung beschränkt ist und dabei vom Ufersteilrand im Maximum nur 150—200 m entfernt ist. Es drängt sich dabei die Frage auf, weshalb nicht auch weiter im Innern des Dornbusches oder an der entgegengesetzten Küste, am Schwedenufer, derartige durch Hebung bedingte rezente Spalten vorhanden sind.

[1] R. Credner, Rügen. Eine Inselstudie. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. VII. 1893. p. 479.

Jaekel möchte nun auch für die Entstehung der beiden Inselschwänze eine Hebung annehmen. Nur mit Hilfe einer positiven Strandbewegung von $1\frac{1}{2}$ bis 2 m glaubt er die 14,5 km[1] langen Landmassen des Hiddenseer Flachlandes erklären zu können. Der nördliche Teil dieses Inselanhanges wird nun sicherlich aus dem weggeführten Material des Dornbusches gebildet sein; darauf deutet schon die Zunahme der Menge und Korngröße der Gerölle mit der Annäherung an den Diluvialkern[2].

P. Lehmann[3] ist sogar der Meinung, daß von dem ehemaligen Dornbusch die Hälfte bereits unter Wasser liegt: Die Frage nach der Herkunft der kolossalen Sandmassen am Darss, Zingst und auf Hiddensee Süd ist schon von Deecke[4] beantwortet. Deecke kommt auf Grund eingehender Untersuchungen zu dem Resultat, daß diese Sandmassen dem jetzigen Plantagenetgrund (nordwestlich von Hiddensee) entstammen, der zur *Ancylus*-Zeit als Stück eines Stammoränenzuges über den jetzigen Meeresspiegel ragte. Mit dem hereinbrechenden *Litorina*-Meer wurde dieser Diluvialkern völlig abgetragen: die weggeführten Massen setzten sich dann allmählich an den Inselkernen und im Hinterland an. Für den südlichen Teil des Hiddenseer Flachlandes wurde die Anschwemmung noch verstärkt durch den am Zingst entlang laufenden Küstenstrom. Diese Anlagerungen von Sand im Süden der Insel finden noch gegenwärtig in großem Maße statt, so daß dauernd einer der größten Saugbagger der Ostsee damit beschäftigt ist, die Fahrrinne zwischen der Insel und dem Festland vor der völligen Versandung zu schützen. Der Landzuwachs am Gellen betrug nach E. Boll[5] und Haltenberger vom Jahre 1695—1835, also in noch nicht 150 Jahren 1300 m; am östlichen Inselschwanz Alt-Bessin ca. 500 m. An letzterem erfolgte ferner von 1835—1886 noch ein Zuwachs von 200 m. Wie rasch die Hakenbildung und Verlandung seit der *Litorina*-Zeit im Ostseegebiet vor sich gegangen ist, konnte neuerdings Keilhack[6] an der Verlandung der Swine-

[1] Jaekel spricht irrtümlicherweise von einem 16 km langen Inselschwanz.

[2] Vergl. G. Braun. Entwicklungsgeschichtliche Studien an europäischen Flachlandküsten und ihren Dünen. Veröffentlichungen des Instituts für Meereskunde. 1911. Heft 15. p. 18.

[3] P. Lehmann. Probleme der Morphologie Rügens. Verhandl. d. 17. deutsch. Geographentages in Lübeck 1909.

[4] W. Deecke. Ein Versuch, die Bänke der Ostsee vor der pommerschen Küste geologisch zu erklären. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XX. 1905. p. 445.

[5] E. Boll, Geognosie der deutschen Ostseeländer zwischen Eider und Oder. Neubrandenburg 1846. p. 55.

[6] K. Keilhack. Die Verlandung der Swinepforte. Jahrb. d. K. Preuß. geol. Landesanst. 1912. II. p. 209.

pforte zeigen. Die Erklärung des Hiddenseer Flachlandes als eines einfachen Anschwemmungslandes gewinnt noch mehr an Wahrscheinlichkeit, wenn man mit Jaekel in diesem Inselschwanz verschiedene Inselkerne annimmt; an ihnen setzten sich bald die angespülten Sande an, und die einzelnen Kerne verwuchsen so in relativ kurzer Zeit zu dem einheitlichen Hiddenseer Flachland.

Nach allem scheint mir weder eine Hebung der Inselanhänge noch des Diluvialkerns von Hiddensee erwiesen. Die angeblich rezenten tektonischen Brüche und Spalten am Dornbusch sind zurückzuführen auf einfache „Translokationen", die durch eine Anzahl örtlich stark entwickelter Kräfte und Vorgänge wirksam gefördert werden. Die Inselschwänze sind nach der *Litorina*-Zeit durch einfache Anschwemmung entstanden und verdanken ihr Material teils dem Dornbusch, teils dem Plantagenetgrund.

Die Eiszeit im Frankenwalde.

Von **Rudolf Hundt** in Gera.

Mit 5 Textfiguren nach Originalphotographien.

Für den Frankenwald glaubte man schon einmal eine regelrechte Vergletscherung nachgewiesen zu haben. In dem Gehängeschutt von Wurzbach und Saalburg sah Dathe [1] die Beweise eines eiszeitlichen Gletschers, durch den diese Lokalmoränen erzeugt worden seien. Zimmermann [2] wies jedoch zuletzt einwandfrei nach, daß es sich nicht um Lokalmoränen eiszeitlicher Gletscherwirkungen handele, sondern daß das verdächtige Material durch Abgleiten des Gehängeschuttes in seine jetzige sekundäre Lage gekommen ist. Schon vorher, im Jahre 1884, führte Penck die Beobachtungen von Dathe als „pseudoglaziale Erscheinung" an. Wenn nun auch Grund- und Endmoränen im Sinne einer nordischen Vergletscherung nicht nachzuweisen sind, so sprechen mehrere Erscheinungen doch entschieden dafür, daß die Eiszeit, die in ihrer größten Ausdehnung bis fast an den Frankenwald heranreichte, nicht ohne Spuren an diesem Gebirge zu erzeugen, vorübergegangen ist. Liegt doch dieses Gebirge in der Zone, in der die „periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung", wie Professor Dr. Walery von Lozinski [3] die durch Eisesnähe bedingte Erhöhung

[1] Dathe, Gletschererscheinungen im Frankenwalde und vogtländischen Berglande. Jahrb. d. Geol. Landesanstalt. 1881. p. 317—330.

[2] Zimmermann: Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1899. p. 20 u. 21 Dieselbe Zeitschrift. 1899. p. 14. Erläuterung zu Blatt Lobenstein der Geologischen Spezialkarte.

[3] Lozinski, Die „periglaziale Fazies" der mechanischen Verwitterung. Bulletin international de l'Academie des sciences de Cracowie. Classe des sciences mathematiques et naturelles. p. 10—25. — Ders., Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. Naturwissensch. Wochenschrift. Neue Folge. X. p. 641—647.

der Spaltenfrostwirkung nennt, herrschen mußte. Und die Veröffentlichungen Lozinski's regten mich, wie auch Gespräche mit Herrn Landesgeologen Prof. Dr. E. Zimmermann an, die Erscheinungen zu beobachten, die sich sehr gut durch dieses Phänomen erklären lassen. Herrn Prof. Dr. Walery von Lozinski danke ich auch hier für seine stetige, liebenswürdige Auskunft und Herrn Bergreferendar Manfred von Ehrenstein für seine photographischen Aufnahmen.

Von den Erscheinungen, die der Eiszeit im Frankenwalde ihre Entstehung bezüglich Weiterbildung verdanken, führe ich an:

1. Talformen im Oberlaufe mit Nivation am Talschlusse.

Der südliche Eisrand nordischer Vergletscherung zog sich bis ins Judental bei Gera im Vorlande des Frankenwaldes hin. Es ist überhaupt der weiteste südlichste Vorstoß, den das Inlandeis in Thüringen aufwies mit 50° 48′ 30″ nördlicher Breite. Das in Frage stehende Gebiet periglazialer Fazies mechanischer Verwitterung liegt im Mittel 50° 22′—30′ nördlicher Breite. Die Annäherung beider Gebiete ist demnach eine größere als in den anderen deutschen Mittelgebirgen, in denen Lozinski Blockmeere beschrieben hat, wie Hochwald im Hunsrück, Felsberg im Odenwald. Dieser nahe Eisrand war für die Erniedrigung der Temperatur von großer Bedeutung, denn die Erhöhung der Spaltenfrostwirkung wurde durch solche Nähe aufs höchste gesteigert. Die härtesten Gesteine mußten dem Spaltenfrost nachgeben und in Bänke zerfallen, deren lockere Anhäufung den späteren Wasserläufen leichtere Arbeit beim Schaffen einer Talsohle bereitete.

Daß dieses, durch Eisnähe tiefgehaltene Klima auf dem Frankenwalde erlaubte, Schneeanhäufungen zu bilden, erhält eine Stütze in den oberen Talformen der Frankenwaldtäler. Die neuerschienenen Blätter der geologischen Karte von Lobenstein von Zimmermann und die „geologische Karte der Umgebung von Bad Steben im Frankenwalde" von Karl Walther zeigen die wannenförmigen Quellgebiete der Bäche recht gut. Es ist merkwürdig und auffallend, daß man in dem Frankenwald in der Regel an den Bachläufen zwei deutlich verschiedene Talformen studieren kann.

Die eine zeigt sich im Oberlaufe, im Quellgebiet, die andere talabwärts ist ein typisches Erosionstal, das sich bis zur Mündung hinzieht. Der Oberlauf dieser Bäche ist muldenförmig verbreitert. Steht man in ihm, so hat man nie das Gefühl, sich im Tale eines Baches zu befinden. Wie eine flache Schüssel, aus der ein Viertel herausgebrochen ist, liegen diese Talschlüsse da. Meist sind sie vermoort oder vom eluvialen Lehm angefüllt, dem örtlich reichlich Blöcke anstehenden Gesteins eingelagert sind (Gemäßgrund). Manche gleichen Riesenschüsseln wie der Gemäßgrund bei Lobenstein,

andere, von geringerem Umfang sind lieblich und vor allem typisch (Schlegelbach oder Saubach). Siehe Abb. I.

Abb. I. Im „embryonalen Kar" des Schlegelbaches. Rechts, nicht mehr auf der Abbildung sichtbar, liegt das Dorf Schlegel. Man sieht deutlich die sanfte Linie, die das Kar begrenzt. Links, am Walde, beginnt das Erosionstal, das sehr bald tief einschneidet. Im Hintergrunde die Stebener Berge.

Am typischsten sind sie in der Nähe von Steben und Obersteben und in der Nähe des Lobensteiner Culm zu studieren. Hier sind sie der Frankenwald-Fastebene vorzüglich zur vertikalen Gliederung geeignet.

Der Schnee, der sich in ihnen anhäufte, scheint zur Zeit der größten Inlandvereisung verfirnt gewesen zu sein und in größerer Ausdehnung aus der talabwärts liegenden Öffnung des „embryonalen Kars", wie Lozinski[1] diese Nivation am Talschluß nennt, herausgeflossen zu sein, so dem zukünftigen Tale seinen Weg weisend, der so dem Gelände in voller Breite eingeschliffen wurde. Die flächenhafte Erosionswirkung des verfirnt gewesenen Schnees verursachte diese Karwirkung, die im Frankenwald nirgends solche lokale Endmoränen aufweist, wie z. B. die Kare im Riesengebirge. Vielleicht waren sie aber doch vorhanden und sind erst nachträglich zerstört worden, wie die Blockmeere im Stebenbach, Thüringer Moschwitz, Hohlebrunnental anzudeuten scheinen. Die Schneeanhäufung in diesem oberen Teile rief auch eine tiefgründige Verwitterung in situ hervor, durch die ein Teil jener Formation entstanden ist und weiter fortgebildet wurde, die man als Eluvium

[1] Lozinski, Quartärgeologische Beobachtungen und Betrachtungen aus Schweden. Aus der Natur. Sonderabzug. p. 617—630.

kartierte[1]. Und vielleicht waren alle Talschlüsse früher mit eluvialem Schutt angefüllt, den dann das Wasser der postdiluvialen Zeit teilweise ganz ins Tal verfrachtete, wenigstens geschah es sicher mit den feineren Verwitterungsprodukten, denn sehr oft finden sich in den Talschlüssen nur noch vereinzelte, gerundete Blöcke. Vielleicht hat auch Menschenhand von hier manchen großen Stein zum Häuserbau weggeschleppt. Viele von ihnen hat das Moor und der Rasen eingegraben. Diese spärliche Blockbestreuung beobachtete ich besonders im Thüringer Moschwitztale, dessen Nebentälern (Hohlebrunnental, Tal nach dem Knöcklein, Tal nach Langenbach). Die Vegetation hat aber gerade an diesen Stellen sehr viel Blockmaterial zugedeckt.

Eine merkwürdige Tatsache stellte sich heraus, als die Höhenlinien der einzelnen Talschlüsse untereinander verglichen wurden. Außer dem Lohbachtal bei Steben (542 m) liegen alle in Frage kommenden Talschlüsse in ungefährer Höhe von 620—650 m.

Im folgenden seien die Bäche angeführt, die am Quellgebiet Nivation in Form embryonaler Kare aufweisen:

1. Koselbach mit den Eibig-Wiesen . . . . . 650 m
2. Rabiesgrund bei Lobenstein . . . . . 640 „
3. Gemäßgrund am Sieglitz . . . . . 650 „
4. Langwassertal . . . . . 650 „
5. Schlegelbach . . . . . 616 „
6. Stebenbach . . . . . 552 „
7. Binsig . . . . . 600—620 „
8. Thüringer Moschwitz . . . . . 640 „
9. Tal nach der Thüringer Moschwitz vom Knöcklein 625 „
10. Tal nach der Thüringer Moschwitz von Langebach 640 „
11. Tal der Ölsnitz bei Geroldsgrün . . . . . 640 „
12. Lohbachtal . . . . . 542 „
13. Thierbachtal bei Steben . . . . . 600 „
14. Tal von Harra nach Kießling . . . . . 560 „
15. Hohlebrunnental . . . . . 640 „

Auf Blatt Hirschberg kommen in der Nähe von Göttengrün die Talformen in Betracht, die später einmal genauer beschrieben werden sollen. Auf dem eben im Buchhandel erschienenen Blatte Hirschberg der Geologischen Karte von E. Zimmermann sind die hier in Betracht kommenden Talformen sehr gut dargestellt.

Diese „embryonalen Kare" sind allem Anschein nach gleich bei Beginn der Eiszeit mit Schneeanhäufungen und während der Eiszeit hindurch fortwährend davon erfüllt gewesen. Sie sind der

[1] Zimmermann gibt in den breiten Talmulden des Blattes Hirschberg auch Eluvium an, kartiert es aber nicht genau, um die wichtigere Gesteinsunterlage kartographisch festzulegen. Erläuterung zur Karte. p. 206.

älteste Teil des jetzigen Tales, das sich damals als erstes tieferes Niveau der präoligocänen Fastebene, wie sie Philippi[1] darstellt, einnagte. Es ist auch beachtenswert, daß sich die schüsselförmigen greisenhaften Täler nur in härteren Gesteinen vorzüglich erhalten haben wie in Diabasen, oberkambrischen Quarziten, kontakt erhärteten Devonschichten. Im Culmgebiet hingegen können die Talschlüsse ebenso gebildet gewesen sein, aber die postglaziale Zeit hat mit Hilfe des Wassers den Typus sehr bald verwischt. Das zeigen die Talschlüsse im Friesaugebiete bei Ebersdorf auf Blatt Lobenstein. Als dann mit dem Rückzug des nordischen Eises von seinem südlichen Vorsprung eine Erhöhung der Temperatur und eine Verminderung der Wirkung des Spaltenfrostes eintrat, fingen die Schnee- und Firnanhäufungen auch an zu schmelzen. Das Wasser floß der natürlichen Abdachung nach auf der Fastebene geradlinig der tiefsten Stelle zu, an der schon ein größeres Gewässer die gesammelten Bäche aus dem Gebirge in die von Eis befreiten Teile der Ebene führte. Die nicht wenigen Tauwässer, sehr reich an Schutt und Schleifmaterial des Kareluviums, schliff sich sehr bald ein enges Tal ein, in dem die Wasser nach der tieferliegenden Gegend rauschten. So entstand die zweite Hälfte, das Erosionstal der Frankenwaldbäche, das sich mit größerem Gefälle nach dem Hauptfluß hin senkt, während die oberen Talschlüsse nur sehr geringes Gefäll aufweisen. Die typischsten Beispiele trifft man im Abfluß des Gemäßgrundes (Sieglitzbach), Thüringer Moschwitz unterhalb der Krötenmühle, Schlegelbach, Stebenbach an. Auf Abb. I sieht man, wie sich am offenen Ausgange des embryonalen Kars das Tal sofort zum Erosionstal verengt. An dieser Verengung erkennt man häufig eine Anhäufung von Blockmaterial, besonders charakteristisch am Stebenbach, oder man sieht nackte, hochragende Felsen an der Talverengung wie am Schlegelbach. Es wird dadurch die Vermutung mehr zur Tatsache erhärtet, daß sich vielleicht der verfirnt gewesene Schnee nach der Öffnung des embryonalen Kars hin bewegte und durch seine durch Schleifmaterial erhöhte Flächenerosion das Kar bedeutend erweiterte und rundete. Auf diese Weise können auch die Anhäufungen von Blockmassen an dem Übergang von embryonalem Kar zum Erosionstal erklärt werden (Stebenbach, Unteres Hohlebrunnental, beide Blockmeere im Tale der Thüringer Moschwitz), wenn man sich vorstellt, daß dorthin an jene Stelle die Blöcke hingetrieben wurden, deren Wanderung aber wegen der Enge des Erosionstales unterbrochen werden mußte. Abb. II läßt uns in ein solches Tal, das Hohlebrunnental, hineinsehen, das deutlich den Typus der oberen Frankenwaldtäler aufweist.

[1] Philippi, Ueber die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1910. p. 305—404.

Abb. II. Blick vom Tale der Thüringer Moschwitz in das Hohlebrunnental mit vereinzelter Blockbestreuung. Rechts steigt das Gelände zum Lobensteiner Culm an. Das Tal zeigt Nivation am Talschlusse. Steht man auf der Höhe, dann blickt man ins Langwassertal hinein.

Blockmeere.

Das, was Lozinski in den oben erwähnten deutschen Mittelgebirgen vor allen Dingen als Beweis für die Wirkung der periglazialen Fazies der Verwitterung ansieht, sind die Blockmeere. Von ihnen erwähnt er a. a. O. p. 19 im Odenwald das Auftreten in eruptivem Gesteine.

Der Frankenwald zeigt wie der Odenwald in den mir dazu gehörenden Blockmeeren ebenfalls in erster Linie Eruptivgesteine, daneben auch feste, schwer verwitternde altpaläozoische Quarzite. Zum großen Teile, davon zeugen wenigstens die spärlichen Blockbestreuungen, z. B. im oberen Teile der Thüringer Moschwitz, sind diese früher sicher zahlreicher vorhandenen Blockmeere durch spätere, vielleicht mit großer Wasserfülle ausgestatteten Wasserläufe zerstört worden und mancher Block, der jetzt im jüngeren Erosionstal die Romantik dieses Teiles mit erhöhen hilft, ist durch solche Kräfte aus seiner primären Lagerstätte herausgerissen worden. Auch die zwei typischen Blockmeere, wie sie uns die Abbildungen aus dem Thüringer Moschwitztal zeigen, liegen auf sekundärer Lagerstätte. Also hat auch sie irgendwelcher Transport entweder durch verfirnten Schnee oder durch Abschmelzwasser der verfirnt gewesenen Talschlüsse auf diese Lagerstätte gebracht. Für einen solchen Transport mit einem unbekannten Beförderungsmittel spricht auch die Art der Lagerung im Thüringer Moschwitztale. Steht man bachaufwärts und blickt das Tal hin-

unter, so kann man beobachten, wie sich aus der Art der Lagerung der Blöcke eine Dreiecksform konstruieren läßt, deren Basis bachaufwärts und dessen Spitze bachabwärts liegt. Bei dem Blockmeer, wie Zimmermann a. a. O. schon diese Anhäufung an der Krötenmühle nennt, ziehen sich auch von den linken Hängen, die nordwärts liegen, Blockmeere ins Tal, ohne daß sie beim Blockmeer im Tale den charakteristischen Dreieckstyp verwischen. Abb. III und Abb. IV. Zu diesem Blockmeer hat Paläopikrit das Material geliefert. Die Blöcke machen, halb von Moor bedeckt, den Eindruck erratischer Wanderblöcke, die auch irgendwo in der norddeutschen Tiefebene liegen könnten. Denselben Eindruck rufen die Blöcke hervor, die 750 m bachabwärts liegen. Nur

Abb. III. Blockmeer am nördlichen Berghang nach der Krötenmühle im Thüringer Moschwitztale. Die Paläopikritblöcke ziehen sich ins Tal hinab, die kahlen Höhen im Hintergrunde steigen nach Steben und Carlsgrün hinan und lassen andere Talschlüsse mit Nivation erkennen.

sind sie schon tiefer in die Rasenfläche eingelagert, so daß dieses Blockmeer schwieriger zu erkennen ist. Abb. V. Hier liegen aber die Paläopikritfelsen sicher auf sekundärer Lagerstätte, weil das Erosionstal der Thüringer Moschwitz an dieser Stelle zwischen Oberem Cambrium fließt. Wieder besitzt das Blockmeer die charakteristische Dreiecksform. Weiter oben wurde schon eine Blockbestreuung erwähnt, die sich in den Talschlüssen bis hinauf in den obersten Teil zieht (Tal nach dem Knöcklein, nach Langenbach, Hohlebrunnental). Abb. II. Es lagern dabei immer nur einzelne größere Blöcke über die große Fläche hingestreut. Die anderen kleineren Blöcke hat der Rasen vollständig eingedeckt.

Zu diesen Blockanhäufungen ist wohl auch das Blockmeer auf dem Lobensteiner Culm zu rechnen, dessen Spitze so charakteristisch steil über der Umgebung herrscht. Diese höchste Kuppe (729,2 m) ist ganz zerklüftet. Die Blöcke aus Diabas liegen wirr durcheinander. Alles macht den Eindruck, als hätte die postdiluviale Zeit nicht genügt, diese Felsmassen so stark zu verwittern. Der erhöhte Spaltenfrost war hier an diesem Lobensteiner Culm tätig, der als Nunatek rings aus den mit verfirntem Schnee angefüllten Talschlüssen herausschaute, die gerade um ihn herum in Menge liegen (Hohlebrunnental, Thüringer Moschwitz, Fränkische Moschwitz, Gemäßgrund, Schlegelbach, Langwassertal). Der Spaltenfrost mußte so seine vernichtende Wirkung in erhöhtem Maße an

Abb. IV. Blockmeer im Tale der Thüringer Moschwitz an der Krötenmühle, die wenig talaufwärts von dieser Stelle aus liegt. Nach links hin steht dieses Talblockmeer mit dem auf vorhergehender Abbildung dargestellten in Verbindung. Vergleicht man es mit der Abb. V, so erkennt man bei dem hier eine größere Breite.

dieser so deutlich hervortretenden Bergspitze verrichten. Auf den Feldern liegen auffällig viele Blöcke. Sie bedecken die flachen Abhänge des Berges. Sie sind an den Feldrainen meistens zu natürlichen Mauern aufgeschichtet. Viele von ihnen haben später Wasser und Wind weiter hinab ins Tal geführt. Mir scheint dieses Blockmeer, das von geringer horizontaler Ausdehnung ist, neben einem weiter unten zu erwähnenden das einzige auf primärer Lagerstätte liegende zu sein. Leider war es unmöglich, eine annähernd gute Photographie zu bekommen, weil von diesem

Blockmeer die Vegetation (Baumwuchs) Besitz ergriffen hat. Das andere, auf primärer Lagerstätte nicht mehr klar zu erkennende Blockmeer liegt auf dem Bergrücken, den der Weg von der Krötenmühle nach Schlegel übersteigt. Auf der Höhe liegen hier mächtige Diabasblöcke, die man jetzt zu Mauern um die Felder aufgeschichtet hat. Hier hat die Menschenhand, um Land für den Ackerbau zu gewinnen, die Blöcke von ihrem alten Lagerplatz entfernt.

Zu der periglazialen Fazies mechanischer Verwitterung scheinen auch die ungeheuren Blockanhäufungen zu gehören, die an manchen Stellen an Steilrändern unserer Erosionstäler in der Nähe der Mündung liegen. Sie lagern immer auf der Südseite

Abb. V. Blockmeer 750 m talabwärts von der Krötenmühle. Im Hintergrunde ziehen sich die Berghänge, enger und steiler werdend, zusammen und formen das jüngere Erosionstal der Thüringer Moschwitz

der Täler, wo der Spaltenfrost nachweisbar am stärksten wirken muß, in dem Teile des Tales, wo es sich weitet, also dem südlichen Sonnenstrahl günstige Gelegenheit zur Wirkung bietet. Die schönsten solcher Blockanhäufungen, die noch nicht von einer Vegetation bewachsen sind und die einen kahlen, öden Eindruck hervorrufen, sah ich am rechten Ufer der Wettera, kurz bevor sie bei Klosterhammer in die Saale mündet. Das Material zu diesen eckigen, ziemlich großen Blöcken lieferte Diabas und kontakterhärteter unterdevonischer Schiefer. Auch am Unterlauf der Thüringer Moschwitz treten solche Flächen auf, deren einziger Bewohner Himbeersträuche sind. Einen großen Teil des Materials, das ehedem der Spaltenfrost so locker verwittert hatte, hat auch das überschwemmte Bächlein dann mit sich fortgeführt.

Ueber fossile Galatheiden.

Von Dr. **Heinrich Balss**,
Assistent an der zoologischen Staatssammlung (München).

Mit 1 Textfigur.

Unsere Kenntnisse der fossilen Galatheiden sind bisher außerordentlich gering; Ortmann (Bronn's Klassen und Ordnungen p. 1307) sagt, daß sie fossil überhaupt unbekannt seien und auch in der von F. Broili bearbeiteten zweiten Auflage von K. v. Zittel's Grundzüge der Paläontologie heißt es (p. 514), daß die Bestimmungen nur unsicher seien. Angeregt durch die Bearbeitung der (rezenten) Galatheiden der deutschen Tiefsee-Expedition „Valdivia" unterzog ich das in der hiesigen paläontologischen Staatssammlung aufbewahrte Material einer Revision. Für die Überlassung dieser Sammlung sage ich Herrn Professor Dr. A. Rothpletz und Herrn Privatdozent Dr. E. Dacqué meinen besten Dank; Herrn Professor Dr. E. Stromer von Reichenbach bin ich die Anregung zu dieser Arbeit und für manchen Hinweis verpflichtet. Herr Professor E. Fraas (Stuttgart) hat mich ebenfalls durch Zusendung von Material unterstützt.

I. Liste der bisher beschriebenen Arten.

Soweit ich in die Literatur eindringen konnte, fand ich bisher folgende Arten erwähnt, deren Beschreibung sich allerdings nur auf die Form des Carapax stützt:

Oberster Weißer Jura.

1. *Gastrosaccus Wetzleri* H. v. Meyer. 1856. p. 51. Taf. X Fig. 3 und 4.
   „ „ „ „ „ 1860. p. 219. Taf. 23 Fig. 34.
   „ „ W. Mörike. 1897. p. 46.
   „ „ J. Carter. 1898. p. 18. Taf. I Fig. 3.
   = *Prosopon aculeatum* Quenstedt (Der Jura). p. 779. Taf. 35 Fig. 46 und 47.
   = *Galathea acutirostris* W. Mörike. p. 53. Taf. VI Fig. 7.

   Diese Form wurde zuerst von H. v. Meyer zu den Prosoponiden, also den primitivsten Brachyuren gestellt; allein Mörike wies mit vollem Rechte nach, daß die Form eine Galatheide sei, da die Gestalt des Carapax wie die Oberflächenskulptierung bei beiden gut übereinstimme.

   Vorkommen: Weißer Jura, Örlinger Tal, Niederstotzingen (Württemberg), Stramberger Schichten bei Stramberg etc. (Mähren), Coral Rag of Upware (England).
2. *Galathea eutecta* Mörike. 1897. p. 52. Taf. VI Fig. 5. Remeš. 1895. p. 200.

   Vorkommen: Stramberger Schichten, bei Mischlowitz etc. (Mähren).
3. *Galathea Zitteli* Mörike. 1897. p. 52. Taf. VI Fig. 6. Remeš. 1895. p. 200.

   Vorkommen: Stramberger Schichten bei Wischlitz, Stramberg (Mähren).

4. *Galathea antiqua* Mörike. 1897. p. 54. Taf. VI Fig. 4.
   Vorkommen: Stramberger Schichten (Mähren).
5. *Galathea Meyeri* Mörike. 1897. p. 55. Taf. VI Fig. 8.
   Vorkommen: Stramberger Schichten (Mähren).
6. *Galathea verrucosa* Mörike. 1897. p. 55. Taf. VI Fig. 9.
   Vorkommen: Stramberger Schichten (Mähren).
7. *Galathea striata* Remeš. 1895. p. 200. Fig. 3.
   Vorkommen: Stramberger Schichten, Stramberg (Mähren).
8. *Galathea tuberosa* Remeš. 1895. p. 200. Fig. 4.
   Vorkommen: Stramberger Schichten, Stramberg.

Marine oberste Kreide.

9. *Galathea strigifera* Steenstrup. Segerberg, 1900. p. 6. Taf. I Fig. 2.
   Vorkommen: Faxekalk, Skandinavien.
10. *Galathea munidoides* Segerberg. 1900. p. 7. Taf. I Fig. 5.
    Vorkommen: Faxekalk, Skandinavien.
11. *Galathea ubaghesii* Pelseneer. 1886. p. 167.
    Vorkommen: Mastrichtien von Limburg.
12. *Munida defecta* Segerberg. 1900. p. 8. Taf. I Fig. 6. Woodward. 1901. p. 490.
    Vorkommen: Faxekalk, Skandinavien.

Marines Tertiär.

13. *Galathea affinis* Ristori. 1886. p. 36. Taf. II Fig. 18.
    „ „ Lörenthey. 1909. p. 228.
    Vorkommen: Pliocan Siziliens und Sardiniens.
14. *Palaeomunida defecta* Lörenthey. 1902. p. 103.
    Vorkommen: Tertiär Ungarns (Kleiner Schwabenberg bei Budapest).

II. Gehören diese Formen zur Klasse der Galatheiden?

Die bisherige Annahme, daß diese Formen zu den Galatheiden zu stellen seien, stützte sich besonders auf die Form des Carapax und seine Bewehrung mit Querlinien und Stacheln an der Seite. Mörike wies dann noch auf die Identität der Cervicalfurche auf der Oberfläche des Carapax bei rezenten und fossilen Formen hin. Ich möchte hier noch auf einen dritten Umstand hindeuten; er betrifft das Verhalten der linea anomurica. Diese Linie teilt bei den rezenten Anomuren die Seitenfläche des Carapax in zwei Hälften, von denen die obere mit dem Rückenschild fest verbunden ist, während die untere ein Stück für sich darstellt. (Fig. 1.) Wenn man daher das Rückenschild einer

Fig. 1.
Carapax von *Munida hamffica* Pen. von der Seite gesehen.
La = linea anomurica (aus Bouvier 1897).

Galatheide loslöst, dann bleibt immer noch ein Stück der Seitenfläche daran haften. Genau so verhalten sich nun auch die fossilen Stücke; überall ist bei den Carapaxfragmenten — die wir ja allein besitzen — noch ein Stück der Seitenfläche, das daran sitzt, bis zur linea anomnrica miterhalten. Wir haben damit wohl einen weiteren Beweis, daß die fossilen Stücke zu den Anomnren gehören, unter welchen dann nur die Galatheiden in Frage kommen.

III. Kritische Bemerkungen zur Einordnung ins System der rezenten Formen.

Um diese Formen in das System der rezenten Formen einordnen zu können, ist es vor allem nötig, uns über dieses selbst klar zu werden. Wir unterscheiden unter den jetzt lebenden Arten — abgesehen von den Porcellaniden, die als aberrante Gruppe außerhalb unserer Betrachtung bleiben — mit Ortmann 3 Familien mit 10 Gattungen, die sich hauptsächlich durch die Form der Kiemen und die Form der Anhänge an den Beinen unterscheiden — alles Kriterien, die fossil nicht erhaltungsfähig sind. Doch können wir Gruppen nach der Form des Carapax und seiner Oberfläche unterscheiden, die sich folgendermaßen charakterisieren:

	Rostrum	Carapax-Seitenwand	Carapax-Oberfläche	Vorkommen
Aegleа	dreieckig, ungezähnt, gekielt	mit Einkerbungen, ohne Stacheln	mit Suturen, ohne Warzen, oder Querlinien	Süßwasser Südamerikas
Chirostylus	zugespitzt	stachelig	mit großen Stacheln	Tiefsee
Uroptychus	dreieckig, ungezähnt, ungekielt	glatt oder gezähnt	glatt	Tiefsee
Eumunida	5 Stacheln	mit Zähnen	mit Querlinien	litoral
Galathea	dreieckig, mit Sägezähnen auf jeder Seite, ohne Mittelkiel	gezähnt	mit Querlinien	litoral
Munida	dornförmig, an jeder Seite ein Stachel	mit Zähnen	mit Querlinien	litoral und Tiefsee
Munidopsis	breit, dreieckig, meist ohne Seitenzähne, manchmal mit Mittelkiel	gezähnt oder ungezähnt	meist glatt oder runzelig	Tiefsee

Suchen wir nun die fossilen Formen in dieses System einzuordnen, so sehen wir gleich, daß alle Formen des Jura, die unter dem Namen „*Galathea*“ gehen (also No. 1—8 der Tabelle), nicht in dieser Gattung verbleiben dürfen, da sie alle ein ungezähntes Rostrum haben, das oft sogar einen Mittelkiel trägt, wie er bei *Galathea* nicht vorkommt. Wir müssen daher für diese Formen eine neue Gattung aufstellen, die ich „*Galatheites*“ zu nennen vorschlage. Diese Gattung wäre so zu charakterisieren: Der Cephalothorax übertrifft an Länge etwas die Breite, seine Oberfläche wird entweder von tiefen Querlinien oder von Runzeln und Warzen bedeckt, die selbst in geraden Linien angeordnet sind. Ferner ist auf seiner Oberfläche die Cervicalfurche vorhanden, die sich an den Seiten in zwei Äste gabelt. Die Seitenränder können mit Zähnen bewehrt sein. Das Rostrum ist eine breite, dreieckige Platte, deren Ränder ungezähnt sind; auf seiner Oberfläche kann ein Mittelkiel vorhanden sein. Die Größe des Carapax beträgt im Durchschnitt 10—17 mm.

Eine merkwürdige Ähnlichkeit besteht nun mit der rezenten Gattung *Munidopsis*, deren Vertreter in der Tiefsee leben. Natürlich läßt sich eine Verwandtschaft nicht sicher beweisen, da wir von der fossilen keine Scheren, Füße, Augenstiele etc. erhalten haben; auch stellt man *Munidopsis* als höchstentwickelte Form der Gruppe ans Ende des Systems, so daß man annehmen sollte, daß sie auch geologisch erst zuletzt auftrete, aber immerhin ist doch die Ähnlichkeit der fossilen Formen, besonders in bezug auf das Rostrum, recht gut ausgesprochen; so stellt denn auch Bouvier (1897. p. 37) *Gastrosaccus Wetzleri* in die Mitte zwischen Galatheiden und Diptychiden. Auch wäre eine Ähnlichkeit jetziger Tiefseeformen mit früheren Litoralformen nicht mehr so erstaunlich, nachdem wir aus anderen Gruppen des Tierreichs noch mehr solcher Fälle kennen gelernt haben; ich verweise hier nur auf E. Stromer von Reichenbach's Lehrbuch der Paläozoologie. 2. p. 293[1].

Über die Formen aus der Kreide ist wenig zu sagen. *Galathea strigifera* Steenstrup hat nach Segerberg's Angabe ein Rostrum, dessen Ränder zu beiden Seiten mit Zähnen bewaffnet sind und wäre also eine echte *Galathea*. Ebenso soll seine *Munida primaeva* mit zwei Dornen am Rostrum bewehrt sein, so daß wir es tatsächlich mit einer *Munida* zu tun hätten; doch sind die Abbildungen wenig deutlich. Bei der *Galathea ubaghesii* Pelseneer fehlt das Rostrum völlig, so daß wir über ihre Stellung nichts Sicheres sagen können.

Bei den Formen aus dem Tertiär bemerke ich, daß *Galathea affinis* Ristori sicher bestimmt ist und eine echte *Galathea* dar-

[1] Ich bemerke, daß dem Verfasser hier ein kleiner Irrtum unterlaufen ist, indem er statt „Peneiden“ „*Thaumastocheles*“ schreiben wollte.

stellt, von der *Palaecommunida defecta* Lörenthey läßt sich dagegen ebenfalls nichts Bestimmtes sagen, da auch bei ihr das Rostrum fehlt.

IV. Zur Biologie der fossilen Formen.

1. Lebensweise: Die heutigen Galatheiden leben ruhig, ohne sich viel zu bewegen, an Felsen, Korallriffen etc., wo sie auf ihre Beute lauern. Auch die fossilen Formen scheinen diese Lebensweise geführt zu haben, da man sie meist zusammen mit Korallen oder auf Bryozoenbänken findet.

2. Parasiten. Schon H. v. Meyer beschrieb 1860, p. 220, daß bei den fossilen Formen oft die eine Hälfte der Kiemengegend blasenartig aufgetrieben sei und deutet dies als krankhafte Wucherung. Auch bei rezenten Formen findet sich eine solche Wucherung oft, wie ich konstatieren konnte und wie sie auch schon manchmal abgebildet wurde (vergl. A. M. Edwards und E. L. Bouvier. 1897. Taf. VIII Fig. 4), und zwar wird sie hier von parasitischen Isopoden den Genera *Gyge* und *Pleurocryptus* angehörig verursacht, welche in der Kiemenhöhle sich ansiedeln und diese Auftreibung durch ihr Wachstum verursachen. (Vergl. Ortmann, Bronn p. 184.) Daher dürfen wir schließen, daß auch die Auftreibungen der jurassischen Galatheiden von solchen parasitischen Isopoden gebildet wurden.

Literaturverzeichnis.

A. Über rezente Galatheiden:

Bouvier, E. L.: Sur l'origine somarienne des Crabes, in: Bulletin de la Société philomatique de Paris. 8 Série. Tome VIII. 1897.

Edwards, A. Milne und E. L. Bouvier: Les Galathéides du „Blake". in: Memoirs of the Museum of comparative Zoology, Harvard College. **35**. 1897.

Ortmann, A. E.: Malacostracen, in: Bronn's Klassen und Ordnungen des Tierreichs.

B. Über die Fossilen:

Carter, J.: A Contribution to the Palaeontology of the Decapod Crustacea of England. Quaterly Journal of the geological Society. **54**. 1898.

Lörenthey, J.: Beiträge zur Kenntnis der tertiären Decapodenfauna Ungarns. Math.-naturwiss. Berichte Ungarns. **18**. Leipzig 1903.

— Beiträge zur Kenntnis der tertiären Decapoden Sardiniens, in: Math. naturwiss. Berichte aus Ungarn. **24**. Leipzig 1907.

Meyer, H. v.: Jurassische und triassische Crustaceen, in „Palaeontographica". **4**. 1856.

— Die Prosoponiden. „Palaeontographica". **7**. 1859—61.

Mörike, W.: Die Crustaceen der Stramberger Schichten, in: „Palaeontographica". Supplem. II. 6. Abteilung. 1897.

Pelseneer: Notice sur les Crustacés Décapodes du Mastrichtien du Limburg, in: Bulletin du Mussé royal d'histoire naturelle de Belgique. 4. 1886.

Remeš, M.: Beiträge zur Kenntnis der Crustaceen der Stramberger Schichten, in: Bulletin international, Classe des sciences mathématiques et naturelles de l'Academie des sciences de l'empereur François Joseph I. 2 Prague 1895.

Ristori, G. J.: Crostacei Brachiuri e Anomuri del Pliocene italiano. in: Bolletino della Societá geologica italiana. 5. 1886. Roma.

Segerberg, K. O.: De Anomura och Brachyura Decapoderna inom Skandinaviens yngre Krita, in: Geol. Fören i Stockholm Förhandl. 22. H. 5. 1900.

Woodward, H: On some Crustacea collected by Miss Birley and Miss Copeland from the Upper cretaceous of Faxe, Denmark. Geolog. Magazine. Serie IV. 8. p. 486.

Besprechungen.

C. Doelter: Handbuch der Mineralchemie. 6. Lieferung. Leipzig bei Theodor Steinkopff. 1912. p. 801—1008. Mit zahlreichen Abbildungen, Tabellen und Diagrammen.

Mit der vorliegenden sechsten Lieferung ist der erste Band dieses wichtigen Werkes vollendet. Sie enthält: Die Silikatschmelzen von C. Doelter, Fortsetzung und Schluß (p. 801—804). Die Silikate und Aluminate des Zements von E. Dittler (p. 804—815). Allgemeines über Zemente von F. R. von Arlt (p. 815—855). Glas von E. Zschimmer (p. 855—918). Glasuren und Emails von E. Berdel (918—925). Die Schlacken von J. H. L. Vogt (p. 925—960). Dazu kommen Zusätze und Berichtigungen (p. 960—966), ein Autorenregister (p. 966—984) und ein Sachregister (p. 984—1008) nebst Titel und Vorwort zu dem Band. Möge das Buch auch in den folgenden Bänden in der bisherigen Weise rasch vorwärts schreiten. **Max Bauer.**

Personalia.

Habilitiert: Dr. O. Weigel in Göttingen für Mineralogie und Petrographie.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Der Klinoenstatit der Meteoriten.

Von **H. Michel** in Wien.

Als im Jahre 1879 F. Fouqué und A. Michel-Lévy[1] künstlich Meteoritentypen darstellten, fanden sie in einem solchen künstlichen feldspatfreien Typus einen monoklinen, polysynthetisch verzwillingten Pyroxen, der nach ihren Angaben mit den Pyroxenen aus den Meteoriten von Kragujewatz und Rittersgrün übereinstimmte. Sie nahmen für diesen Pyroxen die Zusammensetzung $MgSiO_3$ an und waren der Ansicht, daß er identisch sei mit den von Ebelmen 1851, Hautefeuille 1864 und St. Meunier 1880 dargestellten monoklinen Magnesiapyroxenen. J. H. L. Vogt[2] hat das gleiche Mineral in Schlacken angetroffen, in denen es mit Enstatit und Diopsid zusammen vorkam und sich gleichzeitig mit Enstatit gebildet hatte. Jedoch hat sich später Vogt,[3] gegen die Einreihung dieses Minerals in die Pyroxengruppe und gegen die Bezeichnung „Mg-Pyroxen", die von M. Lévy und Fouqué gebraucht worden war, ausgesprochen.

Seit langem war bekannt, daß dieses Mineral in den Meteoriten vielfach vorkommt und W. Wahl[4] hat in letzter Zeit nachgewiesen, daß dieses monokline Mg-Silikat (sowie das entsprechende Fe-Silikat) in den Meteoriten mit den Pyroxenen der Diopsid-Hedenbergitreihe zu isomorphen Mischkristallen, den Enstatitaugiten, zusammentreten. Aber nicht nur als Komponente in diesen für die Meteoriten charakteristischen Enstatitaugiten tritt es auf, es kommt auch selbständig vor, und W. Wahl beschreibt es als „Pyroxen der Chondrite" aus den Chondriten von Mezö Madarasz und Bjurböle und schlägt dafür den Namen Klinoenstatit vor.

Wie jedoch aus den älteren Literaturangaben hervorgeht, ist es auch in anderen Meteoriten (Rittersgrün) vorhanden. Gelegentlich einer Untersuchung der Plagioklase der Meteoriten fiel dem Verf. das verhältnismäßig häufige Auftreten dieser Pyroxene

[1] F. Fouqué und A. Michel-Lévy, Reproduction artificielle de divers types de météorites. Bull. de la Soc. Min. 4. 1881. p. 279.

[2] J. H. L. Vogt, Beiträge zur Kenntnis der Gesetze der Mineralbildung in Schmelzmassen und in neovulkanischen Ergußgesteinen. Kristiania 1902. p. 71—78.

[3] J. H. L. Vogt, Die Silikatschmelzlösungen. I. Vid. skrifter. I. Math.-nat. Kl. 1903. No. 8. p. 46.

[4] W. Wahl, Die Enstatitaugite. Tschermak's min.-petr. Mitt. 26. p. 1.

in fast allen Gattungen der Meteoriten auf, und namentlich war das Zusammenvorkommen mit Enstatit, bisweilen in einem und demselben Individuum, merkwürdig. Es zeigten sich nämlich auffällig oft monokline Spindeln in den rhombischen Pyroxenen.

Wenn man nun sich der von Groth [1] 1904 ausgesprochenen Ansicht anschließt, daß Enstatit und Klinoenstatit im Verhältnis der Polysymmetrie zueinander stehen, wofür namentlich F. Zambonini [2] wertvolle Beweise gegeben hat, läßt sich dieses merkwürdig häufige Auftreten des Klinoenstatits in den Meteoriten leicht aus den physikalischen Verhältnissen erklären, denen die Meteoriten sowohl während der Entstehung als auch während ihres Fluges durch den Weltraum ausgesetzt sind. Daß die für die Meteoriten zutreffenden, von den irdischen Verhältnissen abweichenden physikalischen Bedingungen zur Erklärung dieser Erscheinung außer einer von den irdischen Gesteinen verschiedenen chemischen Zusammensetzung herangezogen werden müssen, ist nicht von der Hand zu weisen. Zu diesen abweichenden Verhältnissen ist jedenfalls in erster Linie die verhältnismäßig raschere Abkühlung der Meteoriten, namentlich der Chondrite, während ihrer Bildung zu rechnen. Einem kleineren Himmelskörper ursprünglich angehörig, zeigen die Chondrite in ihren Chondren Bildungen, wie sie in ähnlicher Weise in manchen irdischen Gesteinen als Produkte einer raschen Abkühlung angetroffen werden. Wenn schon für die primäre Entstehung eine raschere Abkühlung angenommen werden kann, so ist der Meteorit während seines Fluges durch den Weltraum Erhitzungen ausgesetzt, denen sicher eine rasche Abkühlung folgt. Verf. war geneigt, dieser großen Abkühlungsgeschwindigkeit eine Wirkung auf das Auftreten des Klinoenstatits zuzuschreiben.

Versuche, die Hofrat Dölter [3] kürzlich am künstlichen und natürlichen $MgSiO_3$ unternahm, ergaben nun, daß die Groth'sche Ansicht von der Polysymmetrie zwischen Enstatit und Klinoenstatit die wahrscheinliche sei, indem die Abkühlungsgeschwindigkeit auf die Ausscheidung von Enstatit oder Klinoenstatit einwirkt. Bei rascher Abkühlung bildet sich der grob makroskopisch verzwillingte Klinoenstatit, bei langsamer Abkühlung wird die Verzwillingung so fein, daß scheinbar rhombische Formen entstehen, es bildet sich Enstatit.

Nun trifft aber gerade raschere Abkühlung für viele, wenn nicht die meisten Meteoriten zu, und so können wir das Auftreten der Klinoenstatite in den Meteoriten leicht dadurch erklären.

---

[1] P. Groth, Einleitung in die chemische Kristallographie. 1904. p. 7.

[2] F. Zambonini, Die morphotropischen Beziehungen zwischen Enstatit, Diopsid etc. Zeitschrift f. Krist. **46**. p. 1.

[3] Bisher unveröffentlicht.

Wenn sich auch primär Enstatit in einem Meteorit gebildet haben mag, so kann durch die Erhitzung und rasche Abkühlung während des Fluges sekundär teilweise Klinoenstatit gebildet worden sein; und gerade das außerordentlich häufige Auftreten von mehr oder weniger Spindeln von Klinoenstatit im Enstatit der Meteorite könnte durch solche Erhitzungsprozesse während des Fluges erklärt werden. Wahrscheinlich ist dabei nicht der Schmelzpunkt des Pyroxens erreicht worden, wohl aber müssen Temperaturen erreicht worden sein, die ihm ziemlich nahe kommen. Es ist ja auch das häufige Auftreten des Klinoenstatits in künstlichen Schmelzen auf nichts anderes als auf die im Vergleich mit natürlichen Verhältnissen immer viel zu rasche Abkühlung zurückzuführen.

Im Widerspruch mit diesen Ansichten stehen die Angaben von Allen, Wright und Clement[1], die Polymorphie und eine Umwandlungstemperatur für Enstatit-Klinoenstatit annehmen. Sie nehmen auch an, daß bei langsamer Abkühlung mehr von der monoklinen Form des $MgSiO_3$ entstehe. Beispielsweise sei im Stein von Bishopville nur deswegen so wenig Klinoenstatit vorhanden, weil er rasch abgekühlt sei[2].

Doch ergibt sich dann ein schwer lösbarer Widerspruch insofern, als für irdische Gesteine zweifellos langsamere Abkühlung angenommen werden muß, der Klinoenstatit sich jedoch nicht bildet, so daß also wohl die oben vertretene Ansicht mehr Wahrscheinlichkeit hat.

Mineralogisches Institut der Universität Wien.

[1] E. T. Allen, F. E. Wright and J. K. Clement. Minerals of the composition $MgSiO_3$. American Journ. of Science. XXII. **131**. p. 431.

[2] Bei einer außerordentlich raschen Abkühlung, wie sie erreicht wird, wenn der Tiegel mit der Schmelze unmittelbar bei der Erstarrungstemperatur in ein Gefäß mit Wasser geworfen wird, stellen sich tatsächlich pseudorhombische Gebilde ein, die jedoch nur dadurch zustande kommen, daß sich äußerst feinstrahlige Aggregate bilden, in denen durch Überlagerung Kompensation eintritt; an günstigen Stellen läßt sich jedoch der monokline Charakter der einzelnen Fasern erkennen. Die pseudorhombischen Aggregate sind also nur durch parallele Aggregation und durch die Feinheit der Nadeln bedingt und zu unterscheiden von den durch langsame Abkühlung erhaltenen rhombischen Produkten, die ihre Form einer submikroskopischen Verzwillingung verdanken. In der Tat dürfen wir für die Meteoriten wohl keine so plötzliche Abschreckung abnehmen, sondern dürfen eher mit einer, wenn auch noch immer raschen, so doch allmählicheren Abkühlung rechnen. (Dies wird beispielsweise zutreffen, wenn wir als Ursache der Erhitzung den Flug durch eine Atmosphäre oder Annäherung an einen Himmelskörper annehmen.)

Ueber sarmatischen Dacittuff in der Umgebung von Nagyenyed nebst einigen Bemerkungen zur Arbeit des Herrn St. Gaál[1].

Von Dr. **Franz von Pávai-Vajna.**

Mit 3 Textfiguren.

In einer vor zwei Jahren erschienenen Arbeit[2] befaßte ich mich detaillierter nur mit den sarmatischen Ablagerungen in der NO-Abzweigung des Părău-Bârsâ genannten tiefen Grabens. Ich erwähnte aber schon dort, daß in der Umgebung von Nagyenyed diese Ablagerungen an mehreren Stellen unter den jüngeren pannonischen Schichten zutage treten.

Ich will mich hier in erster Reihe mit den Aufschlüssen in der Talenge von Miriszló befassen, da hier in den gut aufgeschlossenen sarmatischen Schichten Tuffeinlagerungen sichtbar sind, auf Grund deren diese Ablagerungen, abgesehen von meiner erwähnten Arbeit, in der Literatur überall als dem Obermediterran angehörend, angeführt werden.

Nördlich der Landstraße in der Nähe der Komitatgrenze sammelte ich aus den hier aufgeschlossenen dicken, festen Sandbänken schon im Jahre 1909 für die sarmatische Stufe bezeichnende Fossilien. Ihre spezielle Bearbeitung nahm ich aber erst jetzt vor, als ich die Lagerungsverhältnisse dieses stark gefalteten Gebietes studierend erkannte, daß die erwähnten Tuffbänke tatsächlich den sarmatischen Ablagerungen angehören.

Unsere älteren Forscher erwähnen öfters, daß in den sarmatischen Ablagerungen Tuffschichten vorkommen, doch sind dieselben meistens als Andesittuffe bezeichnet. So umschließen z. B. die Labradorit-Augit-Andesittuffe im südlichen Teil des Vihorlat-Gutin-Gebirges sarmatische Fossilien[3], ebenso wie die Hypersthen-Andesittuffe bei Laáz[4]. Im Tale von Fényes enthalten die kalkigen Andesittuffe

---

[1] St. Gaál, Die Neogenablagerungen des Siebenbürger Beckens. Dies. Centralbl. 1912. p. 436. Man vergleiche auch den Aufsatz Dr. W. Petraschecк's, Die siebenbürgischen Erdgasaufschlüsse des ungarischen Fiskus. Montanistische Rundschau. 1912. p. 289. Aus diesem Artikel ist zu ersehen, welch glänzende Resultate die auf Grund der Antiklinaltheorie angelegten Bohrungen entgegen den Behauptungen Gaáls ergaben.

Meine Ausführungen erschienen ungarisch mit Ausnahme des tektonischen Teils in den Bányászati és Kohászati Lapok. Berg- und Hüttenmännische Blätter.

[2] Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Oláhlapád. Földt. Közl. **40** p. 420.

[3] Karl Hofmann, Bericht über die im östlichen Teile des Szilágyer Komitates während der Sommerkampagne 1878 vollführten geologischen Spezialaufnahmen. Földt. Közl. 1879. 9. p. 280.

[4] Julius Petkö, Die Tertiärbildungen des Tehár-Baroi-Tales. Aufnahmebericht von 1885. Jahresbericht der kgl. ung. geol. Anst. 1887. p. 133.

ebenfalls sarmatische Fossilien[1]. Bei Rákosd hingegen finden wir nur in den höheren sarmatischen Schichten (No. 9) den Schotter der Amphibol-Andesite der Berge bei Déva[2]. Die Andesite der Hargita brachen sogar nur zur Zeit der pannonischen und levantinischen Ablagerungen hervor[3].

Im allgemeinen kann man, wie dies schon von mehreren Forschern konstatiert wurde, beobachten, daß, von dem Szentendre-Visegráder Gebirge ausgehend, gegen O respektive SO zu wir finden, daß sich die gegen das Ende des unteren Mediterrans beginnenden Andesitausbrüche gegen O und SO zu sukzessive bis in das Ende des Tertiärs fortsetzen, als die Andesitvulkane der westlichen Gebiete wahrscheinlich schon längst erloschen waren. Es erscheint deshalb als sehr natürlich, daß sich im Siebenbürger Becken und besonders in den sarmatischen Ablagerungen am Rande derselben Andesittuffe vorfinden können, ja vielleicht sogar vorfinden müssen.

Dieser Umstand macht es nötig, daß das Material der einzelnen Tuffschichten im Siebenbürger Becken in jedem einzelnen Falle einer eingehenden Untersuchung unterzogen werde.

Auch in der Nähe der Siebenbürger Teile fanden im oberen Mediterran Andesitausbrüche statt[4] (Borossebes, Kiszindia, Felménes), so daß wir auch schon in unseren obermediterranen Ablagerungen mit den jedenfalls viel mächtigeren Dacittuffen abwechselnde feine Andesittuffe erwarten können.

Dasselbe muß ich aber auch von den Dacittuffen betreffs der sarmatischen Ablagerungen sagen. Die Dacite brachen im Gebiete Siebenbürgens im oberen Mediterran hervor (l. c. p. 313), die Daciteruption des Csicsóberges durchbrach aber die Schichten des oberen Mediterrans und die diesen eingelagerten älteren Dacittuffschichten, so daß dieser Ausbruch ganz am Ende des oberen Mediterrans oder eventuell schon im Sarmatischen erfolgte. (Ibid.)

Im Tale der Weißen Körös ist der Lajtakalk von Nagyag bis Hercegány von einer Dacittuffdecke überlagert[5], so daß auch

[1] J. Petkö, Das östliche Zusammentreffen des Kodru-Märn und Hygs-Droisa-Gebirgs. Jahresbericht von 1893. Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst. 1893. p. 76.

[2] Stefan Gaál, Jahresbericht der kgl. ung. geol. Anst. für 1910.

[3] Anton Koch, Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile. II. Teil. p. 316—317 des ungarischen Textes. L Roth v. Telegd, Geologischer Bau des siebenbürgischen Beckens in der Umgebung von Balázsfalva. Jahresber. für 1906. Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst. f. 1906. p. 149.

[4] J. Petkö. Die Tertiärbildungen des Fehár-Karös-Tales zwischen dem Hyges-Droisa- und Pleß-Kodrn-Gebirge. Aufnahmebericht für 1885. Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst. f. 1885. p. 116—125.

[5] Dr. M. Pálfy, Die geologischen Verhältnisse und die Erzlagerstätten des siebenbürgischen Erzgebirges. Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst. 1911. p. 224 des ungarischen Textes.

dieser Dacit jünger ist. Mit einem Worte, es ist die Möglichkeit gegeben, daß wir in den besonders am W- und NW-Rande des Siebenbürger Beckens vorkommenden sarmatischen Ablagerungen auch Dacittuffe finden.

Ludwig Róth v. Telegd erwähnt in seinem Berichte von 1898 im Zusammenhange mit den sarmatischen Schichten bei Örményes tatsächlich auch Dacittuff. Ebenso erwähnt er in seiner Aufnahme von 1906 bei Szászcsanád den sarmatischen Ablagerungen angehörende Dacittuffe. Leider ist in keinem der vorkommenden Fälle von einer detaillierteren Untersuchung die Rede.

Als ich dann in den in der Talenge von Miriszló aufgeschlossenen Ablagerungen die sarmatische Stufe bezeichnende Fossilien gefunden hatte, erregten die Lagerungsverhältnisse wie auch das Material der mit jenen zusammenhängenden Tuffschichten mein Interesse in hohem Grade. Das beigefügte Profil, welches ich auf Grundlage vieler Messungen zusammengestellt habe, fixiert die Lage der Tuffschichten deutlich (Fig. 1).

Mein Kollege Dr. S. Papp war so freundlich, die den obersten Tuffschichten (I.) entnommenen Proben, unter welchen ich in geringer Entfernung noch

Cardium cf. *plicatum* Eichw. und
Trochus pictus Eichw.

gefunden habe, mikroskopisch zu untersuchen. Das Resultat seiner Untersuchungen ist das folgende: „Auch die oberste Schichte des Miriszloer Dacittuffs ist sehr feinkörnig. Makroskopisch können im graulichweißen Gestein kaum einige Biotit- und Muscovitblättchen wahrgenommen werden. Unter dem Mikroskop kann man in der isotropen, stellenweise aus winzigen Kristallisationsprodukten bestehenden Grundmasse größere, zerstückelte Quarzkörner, Plagioklas-Feldspat-Fragmente, seltener chloritisierte Biotitblättchen und Muscovitfetzchen erkennen. Die Quarze enthalten libellenartige Flüssigkeitseinschlüsse. In der Bindemasse kommt stellenweise auch Calcit vor."

Das Dasein von Plagioklasfeldspaten und vulkanischem Quarz, insbesondere aber das letztere ist ein schlagender Beweis dafür, daß wir es in diesem Falle mit Dacit- und nicht mit Andesittuff zu tun haben. Nachdem mir selbst die entsprechenden Apparate nicht zur Verfügung gestanden sind, habe ich zur Vervollständigung der Untersuchung den Herrn Chemikeraspirant L. Vásárhelyi ersucht, den SiO_2-Gehalt dieses Tuffs zu bestimmen.

Vásárhelyi hat dieses seiner engeren Heimat entstammende Gestein mit einer peinlichen Genauigkeit untersucht und dessen SiO_2-Gehalt in 63,43 % angegeben, welcher Kieselsäuregehalt noch immer auf Dacit hinweist.

An dieser Stelle spreche ich meinen genannten Freunden, die so uneigennützig die Erweiterung unserer Kenntnisse angestrebt haben, meinen besten Dank aus.

Unter den in der Miriszloer Talenge aufgeschlossenen Schichten sind das unterste mächtige Tuffschichtenkomplexgewölbe (III.) und die darunter befindlichen, größtenteils tonigen Sedimente älter. Obwohl ich in diesen Schichten keine Fossilien gefunden habe, muß ich doch, den dicken Tuff in Betracht gezogen, die darunter und darüber gelagerten tonigen Produkte als obermediterran betrachten. Unmittelbar auf ihnen haben sich größtenteils aus Sanden bestehende Schichten mit zwei dünneren Tuffmittellagerungen abgelagert. In diesen Sanden sind gleichfalls nur wenig Fossilien vorhanden, jedoch sind in diesen dickbankigen, wenig kompakten, groben Varietäten schwach erhaltene Fossilienfragmente häufig genug zu finden. Aus diesen, über dem Weg gut aufgeschlossenen, dicken Sandbänken habe ich bisher folgende Fossilien bestimmen können:

Mactra sp.
Ervilia podolica Eichw.
Cardium cf. *praeplicatum* Hilb.
Cardium sp.
Modiola sp.
Congeria sp.
Trochus papilla Eichw.
Hydrobia cf. *Tournouëri* Mayer
Hydrobia sp.
Morensternia angulata Andruss.
Morensternia inflata Andruss.
Tornatina (Bulla) Lajonkaireana Bast. und
Heterostegina costata d'Orb.
Cristellaria sp.

Fig. 1.

Profil der Antiklinale von Miriszló.

Die hier aufgezählten Fossilien sind ebenso wie die aus bedeutend höheren Schichten stammenden, schon erwähnten beiden Fossilien ausgesprochen für die sarmatische Stufe bezeichnende Arten. Obwohl die *Heterostegina costata* genügend häufig vorkommt, beweist ihre starke Abgewetztheit dennoch, daß sie aus den mediterranen Sedimenten hereingewaschen ist. Dasselbe kann ich auch von der anderen, gut entwickelten Foraminifere sagen. Übrigens können wir bei der Bestimmung des Alters immer nur die Fauna jüngsten Charakters berücksichtigen, und falls wir darauf achten, kann unsere Fauna auch zur Bestimmung eines noch engeren Zeitraumes benützt werden.

Ich habe schon früher (l. c. p. 428) hervorgehoben, daß in Oláhlapád das Fossilienmaterial der Fossiliennester, mit den Fossilien

der sie einschließenden Schichten verglichen, einen Unterschied aufweist, insofern dort auf tieferes Sarmatikum hinweisende Serpulen, Ervilien, Hydrobien und Bullen die Hauptrolle spielen. Es stammen diese fossilienführenden Blöcke aus den untersten sarmatischen Schichten. In der jetzigen Fauna kommen Ervilien, Hydrobien und Bullen in der größten Individuenzahl vor. Folglich kann ich die untersten sarmatischen Schichten in der Miriszlóer Talenge als anstehend konstatieren, was sowohl den Lagerungsverhältnissen als auch jener Analogie entspricht, welche deren Fauna und auch die Fauna der ausländischen gleichaltrigen Sedimente aufweisen, wo manche Individuen noch an das Obermediterran erinnern.

Jedenfalls ist es wünschenswert, daß wir uns durch weitere Fortsetzung der Forschungen an eben dieser Stelle davon überzeugen, ob auch bei uns die Übergangs-Buglowaschichten und die untersten sarmatischen Sedimente (volhynische Schichten) jede für sich unterschieden werden können, wie das schon in Rußland[1] und in Rumänien[2] und auch an der Grenze unseres Vaterlandes, in der Bucht von Bahna, festgestellt worden ist[3]. Vielleicht gelingt es mir noch in der Zukunft, an dieser Stelle, welche in betreff der sarmatischen Sedimente so lehrreich erscheint, ausführlichere Untersuchungen zu bewerkstelligen. Vorläufig fixiere ich schon hier, daß in der Miriszlóer Talenge die untersten sarmatischen Sedimente, die sogenannten volhynischen Schichten, anstehend vorhanden sind und innerhalb deren noch Dacittuffschichten Platz nehmen, folglich haben sich die Siebenbürger Daciteruptionen auch noch im unteren Sarmatikum fortgesetzt.

Auf neuere Vorkommen von sarmatischen Schichten bin ich in den neueren Rodungen des Oláhlapáder Waldes in den rechtsseitigen Nebenzweigen des Părău-Bârsâ gestoßen. Diese neueren Vorkommen haben meine Ansicht, daß von Nagyenyed unmittelbar gegen NW sich die sarmatischen Ablagerungen in einem zusammenhängenden Schichtenkomplexe unter den obermediterranen und pannonischen Sedimenten befinden, noch mehr befestigt.

Südlich von dem tiefen Einschnitte des Părău-Bârsâ habe ich den ersten Ausbiß im tiefen Graben des Pávai-Waldes, gleich nördlich von der Lichtung, welche sich auf der Generalstabskarte 1 : 25 000 bei der Cote 365 befindet, gefunden. Hier tritt in der Grabensohle unter den pannonischen, gelben sandigen Tonen eine feinkörnige Konglomeratbank auf, in welcher genügend schwach

[1] W. Laskarew, Die Fauna der Buglowaschichten in Volhynien.
[2] G. Murgoci, Tertiarul din Oltenia. Annuarul 1907.
[3] G. Wacovei, Basinul tertiar de la Bahna. Annuarul 1909.

erhaltene Fossilien vorhanden sind, von welchen ich folgende bestimmt habe:

Mactra sp.
Tapes gregaria Partsch
Modiola sp.
Murex sp. (cf. *sublaratus* Bast.)
Cerithium pictum Bast. (= *Potamides mitralis*)
Cerithium rubiginosum Eichw.
Trochus podolicus Dub.

In dem von der schon erwähnten Lichtung (Urik.) nordwestlich hinziehenden Graben tritt unmittelbar unter den gelben pannonischen Schichten eine dem soeben behandelten Konglomerat ähnliche Bank zutage. Hier dominieren aber schon nicht mehr die Cerithien, sondern die Modiolen. Eine auf der Grabensohle liegende mächtige Scholle ist voll von Bruchstücken der *Modiola* und *Cardium* sp., aus welchen man aber leider die einzelnen Arten kaum genau bestimmen kann. Die *Modiola*-Schalenfragmente weisen hauptsächlich auf *Modiola volhynica* Eichw. hin.

In der anstehenden Konglomeratbank waren die Fossilien derart schlecht erhalten, daß man nur folgende bestimmen konnte:

Ervilia cf. *pusilla* Phil.
Tapes gregaria Partsch
Tapes sp.
Cardium obsoletum Eichw.
Cardium sp.
Modiola sp.
Cerithium pictum Bast. (= *Potamides mitralis*)
Hydrobia sp.

In dem von der Cote 365 direkt westlich laufenden Graben habe ich in den sandigen Ablagerungen unter den pannonischen Schichten gleichfalls *Cardium*- und *Modiola*-Schalenfragmente gefunden. Infolgedessen kann ich in bezug darauf, daß sowohl in den Haupttälern, wie im Maros-Tale, den Tälern des Örményeser [1], Miriszlóer (Pávai, l. c. p. 426), Oláhlapáder (ibid. p. 426) und Felenyeder (Koch, l. c. p. 316—317) Baches, ja sogar auch schon in deren Nebenverzweigungen an mehreren Stellen die sarmatischen Bildungen bekannt sind, aussprechen, daß von Nagyenyed gegen NW eine lange Strecke hindurch die sarmatischen Ablagerungen, wie es scheint, in einer zusammenhängenden Schichte zwischen den pannonischen und obermediterranen Ablagerungen vorhanden sind.

Was nun aber die kürzlich erwähnten Fossilien betrifft, obwohl diese auf Grundlage meiner in Părău-Bârsâ erworbenen Erfahrungen (l. c. p. 426) mangelhaft sind, so weisen sie auf jene Sedimente hin, in welchen hauptsächlich die Tapes, Cerithien und *Trochus* vorherrschen und in welchen die Serpulen-, Hydrobien- und Bullen-führende Blöcke schon

[1] Ludwig Roth v. Telegd, Der NO-Rand des siebenbürgischen Erzgebirges in der Umgebung von Vidaly, Nagy-Oklos, Oláh-Rákos und Örményes. Jahresbericht für 1898. Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst. f. 1898. p. 101.

als sekundär hereingewaschen eine Rolle spielen. Dieser letztere Umstand weist jedenfalls darauf hin, daß das weitere eingehende Studium dieser Sedimente zur Erkennung von größeren Alters- und Lagerungsunterschieden führen kann.

Neben dieser Tatsache dürfen wir nicht nur so einfach vorüberschreiten. Ich habe nach meinem besten Wissen festgestellt, daß in jenem Sedimentkomplex, in welchem die erwähnten Schollen vorhanden sind, die für die pannonische Stufe charakteristischen großen Congerien (*Partschi, ornithopsis subglobosa* etc.) und Melanopsen (*vindobonensis, Martiniana*) überhaupt nicht vorkommen. Hingegen schließen sie in großer Menge die Fossilien des Sarmatikums in sich ein und sind folglich ebenfalls sarmatische Ablagerungen. Ich glaube, daß nicht die vaterländischen sarmatischen Bildungen daran schuld sind, daß wir sie nicht in die ihnen gebührenden Stufen einreihen können, sondern die ungarischen Geologen, da bis heute doch niemand die vaterländischen sarmatischen Ablagerungen einem wirklich ernsten Studium unterworfen hat. Unser bisheriges Wissen besteht nur aus zerstreuten Daten, Details, welche uns vielleicht noch immer nicht dazu berechtigen, um die höheren sarmatischen Bildungen ausschließen zu können. Denn wo steht es geschrieben, daß sich auch bei uns genau dieselben Arten entwickeln mußten, wie, sagen wir, auf den russischen Gebieten? Ich bin überzeugt, daß derjenige, der unsere sarmatischen Fossilien eingehend studieren wird, neben den vielfach aufgezählten Schablonen noch viele neue Arten finden wird, vielleicht auch solche, welche dort drüben vorhanden sind. Endlich kann man auch nicht ableugnen, daß an manchen Stellen, wie auch bei Oláhlapád im Părău-Bârsâ, zwischen den Ablagerungen der sarmatischen und pannonischen Stufe die Überreste einer Erosionszeit zu sehen sind. An anderen Stellen jedoch spricht man von einem sukzessiven Übergang, woraus unwillkürlich folgt, daß wir noch sehr viele und sehr eingehende Detailstudien machen müssen, bis es uns erlaubt ist, über das gesamte ungarische Sarmatikum eine ernste Ansicht auszusprechen.

Zu weiteren Studien bietet sich als geeignetes Terrain auch die Umgebung von Nagyenyed, nachdem ich dort neuerdings noch auf ein interessantes Vorkommen gestoßen bin, wo sich allem Anschein nach tatsächlich auch schon die jüngeren Bildungen den sarmatischen Fossilien beimengen. Leider konnte ich dieses Gebiet bisher nicht sorgfältiger durchstudieren und ausbeuten; die südwestlich von Tinód aus groben Sanden flüchtig aufgelesenen Fossilien sind aber sehr schwach erhalten. Dieses neuere Vorkommen von sarmatischen Ablagerungen befindet zich nämlich dort, wo sich zwischen Tinód und der Cote 366 der Feldweg auf die hohe Pliocänterrasse hinanfzieht, beiläufig in der mittleren Höhe.

Hier sind häufig die Cardien vorhanden, unter denen mehrere noch am meisten dem *Cardium obsoletum* Eichw. gleichen, zwei

andere aber dem *Cardium Novakovskyi* varietas *„elongata“ „β“* Andrussow's[1], welche schon in den hohen Aktschagylschichten vorkommt. Bedauerlich ist es, daß die starke Korrodation keine genauere Bestimmung erlaubt hat. Auch ist es mir gelungen, zwei Congerienbruchstücke zu sammeln, jedoch sind auch diese sehr mangelhaft erhalten und so kann ich höchstens nur so viel bemerken, daß das eine Fragment an *Congeria Batuti* Brus. erinnert.

Wenn es mir späterhin möglich sein wird, entsprechendes Material zu sammeln, dürfte ich auch höchstwahrscheinlich zu einem genauen Resultate gelangen darüber, ob sich hier den Aktschagylschichten oder schon den ebenfalls russischen pontischen Ablagerungen von Schemacha entsprechende Bildungen abgelagert haben. Die Cardien weisen nämlich einigermaßen auf die hier vorkommenden Gestalten[2], was aber nur im Besitze eines besseren Materials entschieden werden kann, und stehen wir heute hier noch vor einer ganz offenen Frage. Im Zusammenhang hiermit mache ich die Bemerkung, daß ich an der Südseite der nördlich gelegenen Cote 329 tatsächlich schon stark gefaltete fossilienführende unterpannonische Schichten gefunden habe mit den Fossilien: *Limnocardium Andrussowi* var. *spinosum* Lör., *Limnocardium* cf. *Vukotinovici* Brus., *Limnocardium Syrmiense* R. Hörnes und *Congeria banatica* R. Hörnes. Wenn wir aber die bei Nagyenyed befindlichen intensiven Schichtenfaltungen in Betracht nehmen, halte ich es für wahrscheinlich, daß es mir auch an anderen Stellen gelingen wird, die sarmatischen Ablagerungen eingekeilt vorzufinden. So können z. B. zwischen dem Viehmarkt und der Station in der Gegend der Cote 267, mit Berücksichtigung der dort immer häufiger auftretenden Tuffschichten, nicht überall pannonische Ablagerungen vorhanden sein, wir müssen vielmehr dem Beispiele der Miriszloer Talenge gemäß eben an sarmatische und obermediterrane Ablagerungen denken. Diese meine Behauptung dürfte in der Zukunft bekräftigt werden, jedoch nur durch eine peinliche Detailaufnahme, weil man in einem derart gefalteten und erodierten Terrain sehr leicht die Ablagerungen der einen oder anderen Stufe übersehen kann, was nur Mißverständnisse erregen könnte.

Ich habe auch schon darauf hingewiesen (l. c. p. 426), daß die am rechten Marosufer gefundenen sarmatischen Sedimente auch am linken Ufer vorhanden sind. Die petrographische Ähnlichkeit und besonders die stark gestörten Lagerungsverhältnisse erschweren freilich auch dort die genaue Absonderung.

Was nun den Kontakt der sarmatischen Ablagerungen mit den Ablagerungen der unterpannonischen Stufe betrifft, so muß ich

[1] Andrussow, Beiträge zur Kenntnis des kaspischen Neogen. Die Aktschagylschichten. Taf. V. Fig. 22.

[2] Andrussow, Pontische Schichten des Schemachinischen Distriktes.

auch hier hervorheben, daß wir stellenweise, wie z. B. im Oláhlapáder Travás-Walde und überhaupt vom Dorfe gegen NW zwischen den Ablagerungen der beiden Stufen die deutlichen Spuren einer Erosionsperiode erblicken können, außerdem ist auch noch die petrographische Verschiedenheit ins Auge fallend, dann weisen auch die Fossilien eine ganz andere Type auf. Neuerdings habe ich auch zwischen den tonigen Ablagerungen Unterschiede im Einfallen entdeckt, welche auf Diskordanz beruhen, abgesehen von der großen Farbenverschiedenheit, welche zwischen den tonigen Schichten der sarmatischen und pannonischen Stufe sehr gut sichtbar ist. Ich muß mich daher, im Interesse der Tatsache, entschieden gegen jene Behauptung des Herrn Dr. Stephan Gaál's verwahren, daß auch in Oláhlapád ein sukzessiver Übergang zwischen den sarmatischen und pannonischen Ablagerungen vorhanden ist, wie ich dies aus einzelnen Teilen seines letzthin auch dieses Thema bekrittelnden Artikels, zu meinem Bedauern, herauslesen muß. Mein Bedauern begründet sich dadurch, daß ich Herrn Gaál persönlich an jene Stellen geführt habe, wo die Erosionsspuren zwischen den Ablagerungen der sarmatischen und pannonischen Stufe am deutlichsten sichtbar sind und auch die petrographische und faunistische Verschiedenheit am größten ist. Mein Trost ist aber, daß Herr Direktor v. Lóczy meine Beobachtung betreffs der Erosion auch dort bekräftigt hat, wo diese weniger augenscheinlich ist, nicht minder aber auch das Bewußtsein, daß die Beobachtungen des Herrn Gaál, insbesondere aber jene, welche sich auf meine Abhandlung beziehen, beinahe durchaus irrig sind. Wir dürfen uns aber über solche Irrtümer nicht verwundern, wenn wir wissen, daß er derartig kurzsichtig ist, daß er eine Rutschung für einen diapiren Kern, ein am Wasser schwimmendes eisenhaltiges Häutchen für Petroleum, die *Donax dentigera* für *D. lucida* angesehen hat. Nur könnte man erwarten, daß er solche Arbeiten, zu deren Durchführung ein scharfes Auge nötig ist, nicht bekritteln wird, auch dann nicht, wenn der Betreffende Privatdozent einer Universität ist. Dieser Titel bietet bei weitem noch nicht die Berechtigung, ohne jedwede Begründung solche Tatsachen in Abrede zu stellen, welche Andere, man kann sagen, mit großer Bemühung festgestellt haben. Meines Wissens pflegt keine ernste, wissenschaftliche Arbeit, um so weniger eine Kritik, durch Verdrehungen Verwirrungen hervorzurufen oder eine Polemik zu veranlassen. Im Artikel des Herrn Gaál finden wir leider dies alles und als ewig dankbarer Schüler des Herrn Prof. Koch kann ich nur bedauern, daß gerade in dem zu seinen Ehren herausgegebenen Gedenkbuche dergleichen Dinge vorkommen, worauf hinzuweisen ich gerade im Interesse derjenigen Wissenschaft bemüßigt bin, mit deren Grundprinzipien er mich bekannt gemacht hat.

(Schluß folgt.)

Ueber das Vorkommen von „Cyprina islandica" im Postpliocän von Palermo.

Von **E. Wepfer** in Freiburg i. B.

Cerulli-Irelli, der die dankenswerte Aufgabe übernommen hat, die Fauna des Mte. Mario monographisch zu bearbeiten (s. Palaeontogr. italica 1907 u. ff.), beschreibt u. a. auch das Vorkommen der *Cyprina islandica* L und weist meines Erachtens ganz einwandfrei nach, daß zwischen den Formen im Postpliocän des Mte. Pellegrino bei Palermo und denen des Mte. Mario keine solchen Unterschiede bestehen, die eine Trennung rechtfertigen würden. Auch ich habe mich an mehreren, z. T. in Ficarazzi bei Palermo selbst gesammelten Exemplaren überzeugt, daß die Gestalt der Schalen, ja auch die Bezahnung bei den einzelnen Individuen schwankt, daß demnach auf geringe Unterschiede hierin kein großer Wert gelegt werden darf. Auch kann nicht verkannt werden, daß die nordische *C. islandica* nach den von Cerulli-Irelli (l. c.) gegebenen Maßen kaum davon zu trennen ist.

Ohne Zweifel ist es an und für sich recht auffällig, daß nordische Formen an der Nordküste Siziliens zu einer Zeit gelebt haben, da das Meer von noch jetzt im Mittelmeer lebenden Schnecken, Muscheln u. a. geradezu wimmelte. Diese Annahme wird unterstützt durch die Tatsache, daß diese für nordisch erklärten Formen jetzt im Mittelmeer nicht mehr leben, oder, wie di Monterosato (Catalogo delle Conchiglie fossili di Mte. Pellegrino et Ficarazzi presso Palermo. Boll. Com. 8. 1877) sich vorsichtiger ausdrückt, noch nicht gefunden sind, — allerdings lebt *Pectunculus glycymeris* im Adriatischen Meer, und *Fusus (Neptunea) sinistrorsa* ist in zwei Exemplaren an der algerischen Küste gefischt worden! — (Meli: Boll. soc. geol. 1894. p. 166 ff.)

Eine solche Tatsache an und für sich sagt aber wenig; denn wir sind ja auch heute noch nicht imstande, jedesmal Gründe dafür anzuführen, warum eine lebende Meeresfauna ganz bestimmte Plätze bevorzugt, während sie andere, die für unsere Sinne die gleichen Lebensbedingungen bieten, meiden. Daß dies auch früher der Fall war, das lehrt uns das Vorkommen bezw. Nichtvorkommen der Fossilien des öfteren, und daß sich diese Verteilung im Laufe der Zeit ändern kann, ohne daß wir mangels ersichtlicher Gründe hierfür irgendwelche zu wenig belegte Hypothesen substituieren dürfen, ist klar.

Ist es tatsächlich *Cyprina islandica* L., die zur Diluvialzeit an der sizilianischen Küste gelebt hat, so ist jedes weitere Wort gegen die Hypothese einer Abkühlung des Meeres infolge des allgemeinen Sinkens der Temperatur überflüssig

„*C. islandica* L." vom Mte. Mario und (die ohne Zweifel dazugehörige) von Palermo variieren erheblich in der äußeren Form,

und ebenso tut dies *C. islandica* L. etwa aus dem Varanger Fjord, oder aus den alten Meeresterrassen bei Tromsö, und zwar nicht mehr, als dies auch bei andern Muscheln vorkommen kann. Es frägt sich nur, wie weit die Variationsmöglichkeit einer *C. islandica*, oder allgemeiner einer *Cyprina* (wie z. B. der *C. rotundata* aus dem Mainzer Meeressand) überhaupt gehen kann, ohne daß eine wie die andere aussieht!

Sacco gibt in dem großen Werk: I molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria, an, daß *C. islandica* L. im Astiano und Piacenziano[1], d. i. im älteren Pliocän zu Hause ist und Gignoux (Sur la classification du Pliocène et du Quaternaire dans l'Italie du Sud-Comptes rendus Acad. Sc. Paris. 29 mars 1910) entnehme ich die Angabe über das Vorkommen von *C. islandica* im älteren Pliocän von Algier. Sacco's Abbildungen (Teil XXVIII. Taf. II, 1. 2) stimmen sehr gut mit rezenten Exemplaren dieser Spezies vom Varanger Fjord; ich wüßte keinen Unterschied namhaft zu machen. Zwischen den im Umriß ziemlich variierenden Cyprinen aber, die Cerulli-Irelli (l. c. Taf. VII, 3—10; VIII, 1. 2) aus dem Pliocän des Mte. Mario abbildet und denen des Piemont einen Strich zu ziehen, wäre unzulässig.

Wir haben also die Reihenfolge: 1. *C. islandica* im älteren Pliocän des Piemont (und Algier) und in den Schichten des Mte. Mario, 2. *C. islandica* in den entschieden jüngeren Schichten von Ficarazzi (ob man diese nun dem Pliocän oder dem Diluvium zurechnen will). Sacco vervollständigt in dem obengenannten Werk diese Reihe zu folgender Stammreihe:

Lebend:	*C. islandica* L.	
	|	
Pliocän:	*C. islandica* L.	
Miocän:	*C. rotundata* A. Br.	
Oligocän:	*C. perovalis* Koen.	*C. rotundata* A. Br. — *C. scutellaria* Lk.
Eocän:	*C. lunulata* Desh.	*C. scutellaria* Lk.

Dieser Stammbaum ist sehr einleuchtend, ganz sicher aber scheint mir zum mindesten die direkte Weiterentwicklung von *C. islandica* aus dem älteren Pliocän des Piemont und vom Mte. Mario zu derjenigen aus den Schichten von Ficarazzi. In dem Auftreten von *C. islandica* (u. a.) schon im mediterranen Pliocän soll aber — und das ist die herrschende Anschauung, wie sie z. B. auch in Kayser's Lehrbuch Ausdruck findet — ein Beweis für die zunehmende Abkühlung des Klimas zu Ende der Tertiärzeit liegen. Nun kommt aber *C. islandica* bereits im unteren Pliocän des Piemont vor (s. o., nach

[1] p. 12 heißt es: „Credo però che il suo valore stratigrafico sia minore di quanto alcuni vollero attribuirgli".

Sacco im Piacenziano und Astiano), d. h. zu einer Zeit, da bei uns noch stellenweise Edelkastanie und Lorbeer, in Südfrankreich aber noch Palmen (*Chamaerops* und *Sabal*) gedeihen. Ob man angesichts dieser klimatischen Verhältnisse, die günstiger als unsere jetzigen waren, bereits das Auftreten „nordischer“ Formen auf das Konto der in ferner Zukunft kommenden Eiszeit setzen darf, scheint mir sehr zweifelhaft. Auch im nordischen Pliocän, z. B. von England, tritt *C. islandica* auf, und zwar bereits in den ältesten Schichten, dem Coralline Crag, besonders aber in dem Red Crag, der im Alter dem älteren Pliocän etwa Südfrankreichs am Mt. Luberon mit *Hipparion* etc. entsprechen soll (cf. Depéret: Sur l'âge absolu des faunes à Mammifères pliocènes du Plateau central et des eruptions volcaniques contemporains. Bull. soc. géol. de France. 1893. p. XCIV ff.). Dieses Vorkommen wäre demnach genau gleichalterig dem in Piemont, und man müßte dann, der üblichen Methode folgend, an irgendeine Meeresverbindung denken, die *C. islandica* zu einem Vorstoß nach dem „abgekühlten“ Süden benutzt hätte.

Ich habe bereits eingangs daran erinnert, daß wir den Grund für gewisse Wanderungen nicht stets einzusehen vermögen; wenn aber eine boreale Form, wie es *C. islandica* heute ist, in ein südliches Klima auswandert, so ist sie eben dort keine boreale Form mehr, sie hat sich dem neuen Klima angepaßt, und alle Schlüsse auf das Klima, die man aus ihrem Auftreten zieht, sind hinfällig.

Interessant ist das Vorkommen der *C. islandica* im Pliocän des Piemont und des Mte. Mario in anderer Beziehung: Entweder wir glauben an ihre Wanderung nach dem Süden zur Pliocänzeit, dann sehen wir in ihr ein Beispiel dafür, daß diese Form, die heute boreal ist, recht anpassungsfähig war. Ihre damals größere Verbreitung bietet nichts besonders Auffallendes, wenn man die Klimafrage außer acht lassen kann, und so gliedert sich ihr Vorkommen im Pliocän von Italien und Diluvium von Sizilien ganz zwanglos in den von Sacco aufgestellten Stammbaum ein. Die andere Möglichkeit aber liegt einerseits in der erheblichen Variationsbreite der Art *C. islandica*, anderseits in der großen Ähnlichkeit, die große Cyprinen untereinander haben; mit anderen Worten: es ist durchaus nicht gesagt, daß die als „*C. islandica* L.“ bezeichneten Formen des piemontesischen und römischen Pliocäns, sowie des sizilischen Diluviums wirklich dieser Art angehören, sondern sie sind eben Abkömmlinge von Cyprinen aus älteren Tertiärschichten, und bei der für große Formen der Gattung *Cyprina* ziemlich beschränkten Variationsfähigkeit haben sich dieselben Formen der Schale in verschiedenen Meeren wiederholt.

Daß wir im Pliocän Siziliens keine *Cyprina* finden, die als Vorfahre der „unmittelbar auftretenden *C. islandica*“ gelten könnte, ist mit als Beleg für die Einwanderung zur Diluvialzeit aus dem

Norden herangezogen worden, in Wirklichkeit aber ganz unwesentlich: — wenn wir erwarten könnten, immer gleich an Ort und Stelle die Vorfahren einer Form in der nächstälteren Ablagerung zu finden, so stünde es gut um unsere Wissenschaft! — Die Vorfahren liegen in diesem Fall im Pliocän vom Mte. Mario und dem des Piemont, und deren Vorfahren wiederum mögen *C. rotundata* u. a. sein, — zugleich auch die Stammeltern unserer subfossilen und rezenten *C. islandica* der nördlichen Meere.

Von einem allmählichen Vorrücken der „*C. islandica*" nach dem Süden von der Pliocänzeit ab bis ins Diluvium kann demnach, da sie ja bereits im älteren Pliocän von Algier (s. o.) vorkommt, nicht die Rede sein, abgesehen davon, daß eine solche Wanderung nur eine scheinbare sein könnte (sie kann wirklich durch die Lückenhaftigkeit der Überlieferung vorgetäuscht werden); — durch diese Ausführungen scheint mir erwiesen, daß der „*C. islandica*" in Sizilien zu viel Bedeutung beigelegt worden ist.

Von den übrigen, durch Di Monterosato (l. c.) u. a. als boreal bezeichneten Arten kommt *Pectunculus glycymeris* nach Cerulli-Irelli (l. c. 1907. p. 118) am Mte. Mario vor, in Formen, die er mit solchen aus dem Postpliocän der Insel Rhodos vergleichen konnte, und lebt ferner im Adriatischen Meer. *Dosinia lupinus* var. *lincta* findet sich nach demselben nicht nur am Monte Mario (l. c. 1908. p. 46/47), sondern nach Sacco (l. c. Teil XXVIII. p. 49) auch im Astiano und Piacenziano des Piemont; *Pecten septemradiatus* kommt nach Sacco (l. c. Teil XXIV. p. 38) in denselben Stufen des älteren Pliocän vor und ebenso *Trochus cinereus* im Astiano (l. c. Teil XXI. p. 24).

Freilich sind noch zwei Arten vorhanden, die besonders schwer zugunsten der nordischen Einwanderung ins Gewicht fallen[1]: es sind *Mya truncata* und *Panopaea norvegica*, die im italienischen Pliocän offenbar fehlen und vielleicht wirklich nordische Formen sein könnten; sie leben auch jetzt nicht mehr im Mittelmeer. Sie wären aber demnach erst zur Diluvialzeit eingewandert, was zur Not verständlich erscheint — falls sich nicht auch ihre Vorfahren noch im Pliocän des Mediterrangebiets finden sollten.

Wer sich je mit den jüngsten tertiären Bildungen Italiens beschäftigt hat, der weiß, welche Schwierigkeiten sich einer genauen Altersbestimmung jener oft außerordentlich fossilreichen Schichten entgegenstemmen. Beim Studium der dem Gebirge rand-

[1] Ich bin Herrn Professor Frech sehr dankbar, daß er mich in diesem Zusammenhang an das Vorkommen von *Nephrops norvegicus* im Mittelmeer erinnert hat; ich bin der Ansicht, daß sich die weite Verbreitung dieses Decapoden (norweg. Küste, Adria, Golf von Neapel) für diese Frage nicht direkt verwerten läßt, da eine Wanderung in dieser wie in jener Richtung denkbar ist, solange nicht paläontologische Tatsachen entscheiden können. Und die fehlen meines Wissens bis jetzt noch.

lich angelagerten Geröllagen, Sande und Tone, drängt sich — ganz abgesehen von dem Charakter der Ablagerungen selbst — schon rein durch das Landschaftsbild das Bewußtsein auf, im alten Meeresstrand darin zu stehen. Aus dieser Tatsache allein ergibt sich die Notwendigkeit, mit raschem faziellem Wechsel zu rechnen: in der Umgebung eines felsigen Vorsprungs hält sich eine andere Fauna auf, als am flachen Strand am Ausgang eines Tales. Und daraus sollte sich ein für allemal der Versuch verbieten, durch bloßes Abzählen der Arten und Abwägen ihres Mengenverhältnisses an den verschiedenen Fundpunkten das gegenseitige Alter feststellen zu wollen. Und doch finden wir diese Methode, deren Unzuverlässigkeit durch das Weiterleben so vieler pliocäner Formen in der Jetztzeit gewissermaßen ad oculos demonstriert wird, so oft angewendet. Die einen Formen werden am alten Strand hier, die anderen dort gelebt haben, und daraus ergiebt sich schon eine Verschiedenartigkeit der Faunenzusammensetzung, ohne daß ein verschiedenes Alter angenommen werden muß.

Anderseits ist es die Langlebigkeit gewisser Arten, die dazu verführen könnte, gewisse Ablagerungen, die für verschieden alt angesehen werden, für gleichalterig zu halten; so finden sich im Pliocän von Palombara Marcellina bei Rom, das älter sein soll als die Schichten des Mte. Mario [1], Bänke mit *Cladocora caespitosa*; dieselben Bänke findet man in den Steinbrüchen des „Siciliano" an den Falde del Pellegrino (Palermo), also im marinen Diluvium. Im Hinblick auf diese Schwierigkeiten glaube ich die Vermutung aussprechen zu können, daß bei der angedeuteten Methode des Abzählens erhebliche Irrtümer sich einschleichen müssen, und der Schluß, daß dort, wo wir etwa *Mya truncata* und *Panopaea norvegica* finden, Diluvium und nicht Pliocän vorliegt, scheint mir eventuell aus derselben Quelle dieses gleichen Irrtums fließen zu können. Dieser Gedankengang ist es, der berechtigte Zweifel über die Verwendbarkeit auch dieser beiden Arten im Sinne nordischer Faktoren in mir aufkommen läßt.

Betreffs der übrigen als boreal bezeichneten Formen kann ich zunächst nur der Vermutung Ausdruck geben, daß es sich dabei teils um irrige Bestimmungen, teils um ähnliche Verhältnisse wie bei *Cyprina islandica* handeln mag, die vielleicht auch z. T. unter dem Einfluß der überschätzten Bedeutung der *C. islandica* stehen mögen.

[1] Cerulli-Irelli e de Angelis d'Ossat: I molluschi fossili pliocenici di Palombara Marcellina. Boll. soc. geol. **17**. p. 88 ff.

Ueber zwei neue bisher nicht beschriebene Funde des Moschusochsen aus dem belgischen Diluvium.

Von **Rudolf Kowarzik.**

Während der Sommermonate 1912 unternahm ich mit Unterstützung des k. k. Ministeriums für Kultus und Unterricht eine Studienreise durch Nordeuropa. Obwohl der Zweck dieser Reise in der Lösung des Problems der Abstammung der Schafe bestand, habe ich doch auch Gelegenheit gefunden, auf mein letztes Interessengebiet zurückzukommen, nämlich, weiteres Material zur Phylogenie des Moschusochsen zu untersuchen. Da es sich um bisher in die Literatur nicht aufgenommene aber sehr wichtige Funde handelt, will ich ganz kurz eine Besprechung derselben bringen.

Im „Musée Royal d'Histoire Naturelle" in Brüssel zeigte mir Herr Professor Louis Dollo zwei Reste des diluvialen Moschusochsen, die beide aus belgischem Boden stammen und die ersten in diesem Lande entdeckten Zeugen des ehemaligen Vorkommens dieses arktischen Tieres sind. Es handelt sich um Reste eines Männchens und eines Weibchens.

Ersteres, das die Nummer 3094 trägt, ist zweifellos das besterhaltene Exemplar, das in irgend einem Museum steht. Außer dem ziemlich vollständigen Schädel sind die drei letzten Halswirbel, neun Rücken- und drei Lendenwirbel erhalten. Vier Rippenfragmente und ein Stück der linken Scapula vervollständigen das Skelet.

Was den Schädel anbelangt, so bildet eine tiefe Tränengrube das hervorstechendste Merkmal desselben. Auf die Bedeutung der Tränengrube zur Erkenntnis der Phylogenie des Moschusochsen habe ich in meiner Monographie dieser Gattung[1] hingewiesen. Am vorliegenden Schädel ist nur das rechte Tränenbein erhalten, das linke fehlt. Das Basioccipitale ist fast quadratisch, der Hinterhauptskamm nur schwach gebogen, fast gerade. Die Muskeleindrücke unter demselben sind sehr tief, was — wie ich in der erwähnten Arbeit ausgesprochen habe — auf ein mächtiges Gehörn deutet. Die gewaltigen fast unverletzten Hornzapfen am besprochenen Exemplare bestätigen diese Annahme. Von den Hornzapfen ist der linke ganz, der rechte in der Mitte entzweigebrochen. Doch wurde das verloren gegangene Stück durch eine Masse ersetzt, so daß der Zapfen in seiner ursprünglichen Länge und Gestalt sich darstellt.

Außer den geschilderten Teilen ist noch der obere Teil der Augenröhren, das linke Nasale, ein Teil des linken Oberkiefers und ein kleineres sowie ein größeres Stück des Oberkiefers erhalten.

[1] Der Moschusochs im Diluvium Europas und Asiens. Denkschriften der math.-naturwissensch. Klasse der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften. Wien 1912. 87.

Was das Skelett anbelangt, sind an den erhaltenen Wirbeln die verschiedenen Apophysen größtenteils abgebrochen, wie das bei so stark exponierten Knochen kein Wunder ist. Zwischen dem ersten und dem zweiten Rückenwirbel fügt sich eine kurze rechte Rippe an, zwischen dem zweiten und dritten wieder eine kleinere Rippe derselben Seite und eine auf der linken Seite. Zwischen dem fünften und sechsten Wirbel lenkt rechts ebenfalls ein Rippenfragment ein. Der dritte und der sechste Halswirbel tragen Dornfortsätze, ersterer ist länger, letzterer kürzer.

Es war ein glücklicher Gedanke Professor Dollo's, das Skelett des gefundenen Tieres durch ein Gestell aus Eisen nachzubilden, wobei die erhaltenen Reste an der entsprechenden Stelle eingefügt wurden. So hat man ein gutes Bild von der Größe und den Verhältnissen des Moschusochsen, wie er im Diluvium in Belgien gelebt hat. Die besprochenen Reste wurden bei Tirlemont im Jahre 1886 gefunden.

Das zweite im „Musée d'Histoire Naturelle" vorhandene Exemplar ist durch den Schädel eines Weibchens repräsentiert. Derselbe umfaßt den Gehirnteil, den oberen Teil der linken Augenröhre, ein Stück des linken Tränenbeines, beide Hornzapfen sowie einen Teil des linken Jochbogens und zwar den Processus zygomaticus des Schläfenbeines. Im erhaltenen Tränenbeine ist eine deutliche Tränengrube vorhanden. Der Hinterhauptskamm ist stark gebogen, die Gruben unter demselben bei weitem nicht so tief wie bei dem beschriebenen Männchen. Damit im Zusammenhang stehen auch die schwachen Hornzapfen, lauter Erscheinungen, wie ich sie in meiner zitierten Monographie als Charakteristik des weiblichen Moschusochs-Schädels ausgesprochen habe. Das Stück wurde bei Rupelmonde im Jahre 1888 gefunden.

Was nun das Alter beider Funde anbetrifft, so gehören beide unzweifelhaft der Mammutzeit an — wie mir Herr Professor Dollo diesbezüglich mitteilte. Über die Bedeutung dieser Reste möchte ich folgendes sagen. In meiner erwähnten Arbeit habe ich aus meinen Untersuchungen die Schlußfolgerung gezogen, daß die zwei von mir unterschiedenen Gruppen des rezenten Moschusochsen, die östliche — *Ovibos moschatus* — und die westliche — *O. mackensianus* — eine verschiedene Phylogenie besitzen. Nur die der letztgenannten spielt sich auf europäischem Boden ab, während die Vorfahren der östlichen Gruppe nie den Boden unseres Kontinents betreten haben. Die beiden eben beschriebenen Funde stehen nun damit vollständig im Einklang. Es handelt sich um zwei typische Vertreter des *Ovibos mackensianus* Kow., also um Tiere, die sich von den im Westen der großen nordamerikanischen Wasserscheide wohnenden Moschusochsen gar nicht unterscheiden. Deren unmittelbarste Vorfahren sind aber in Sibirien und in Europa zu suchen, weil dieser Typus von Moschusochsen am Schlusse der Eiszeit vor

der allzugroßen Wärme hauptsächlich auf dem Wege über Rußland und Sibirien und die damals noch ein Festland bildende Behringsstraße nach Nordamerika zurückwich. Der Umstand, daß der Typus *Ovibos mackensianus* in Belgien schon zur Mammutzeit vollständig entwickelt war, spricht am besten dafür, wie richtig meine Trennung der lebenden Moschusochsen in zwei verschiedene Gruppen war, und die Grenze zwischen beiden gewinnt dadurch noch an Bedeutung.

Zum Schlusse danke ich noch Herrn Professor Louis Dollo herzlichst für sein freundliches Entgegenkommen und die Erlaubnis, photographische Aufnahmen der Funde machen zu können.

Über neue interessante Funde diluvialer Moschusochsen auf amerikanischem Boden werde ich im dritten Teile meiner Monographie, die sich mit der Phylogenie des Typus *Ovibos moschatus* — der die Polarländer und das östlichste Nordamerika bewohnt — beschäftigt, berichten.

Eine Ergänzung zu „Organische Reste aus dem Untersilur des Hüttchenberges bei Wünschendorf an der Elster“.[1]

Von **Rudolf Hundt**-Gera.

Die in der Arbeit „Organische Reste aus dem Untersilur etc.“ erwähnten beiden Problematika Silur-*Dictyodora* und Silur-*Palaeodictyum* wurden von A. Auerbach nachträglich auch publiziert[2]. Er führt die Silur-*Dictyodora* als *Dictyodora Liebeana* Weiss an. Diesen Namen hat E. Zimmermann für die Culm-*Dictyodora* vorgeschlagen, nachdem er nachgewiesen hatte, daß die verschiedenen Schnitte des Fossils unter drei verschiedenen Namen in der Wissenschaft bekannt waren[3]. Deshalb möchte ich für diese Silur-*Dictyodora* nachträglich den Namen *Dictyodora Zimmermanni* n. sp. einführen, benannt nach dem Königl. Preuß. Landesgeologen Prof. Dr. E. Zimmermann, der die ersten Reste dieser *Dictyodora Zimmermanni* n. sp. im Untersilur von Lössau bei Schleiz auffand[4], dem wir auch die ausführliche Monographie der *Dictyodora Liebeana* Weiss verdanken. Daß die *Dictyodora Zimmermanni* n. sp.

[1] Dies. Centralbl. 1912. 3. p. 91—95.

[2] A. Auerbach, *Dictyodora Liebeana* Weiss aus dem Untersilur von Wünschendorf. 53—54 Jahresber. d. Gesellsch. v. Freund. d. Naturwissenschaft zu Gera. p. 127—128.

[3] E. Zimmermann: *Dictyodora Liebeana* Weiss, und ihre Beziehung zu *Vexillum* Rouault, *Palaeochorda marina* Geinitz und *Crossopodia Henrici* Geinitz. 32—35 Jahresber. d. Gesellsch. v. Freund. d. Naturwissensch. zu Gera p. 28—63.

[4] E. Zimmermann: *Dictyodora Liebeana*. Naturwissenschaftliche Wochenschr. 1893.

auch anderweitig im Untersilur gefunden worden ist, stellte der Verfasser schon fest[1], z. B. in den „schistes de Barrancos" Portugals. An den bisher im Untersilur Wünschendorfs gesammelten *Dictyodora*-Resten fiel schon Auerbach die geringe Höhe der Exemplare auf, die nach Zimmermann an den Culmexemplaren an der für ihre Erhaltung besonders günstigen Stelle bei Wurzbach 6 cm und vom Schiefenbruch Luitpold bei Heinersdorf im Frankenwalde bis 20 cm beträgt[2]. Auch die Schleifenbildung ist bei der *Dictyodora Zimmermanni* eine andere, engere, als bei *Dictyodora Liebeana* Weiss.

Das andere Problematikum, das *Palaeodictyum*, das auch im Culm ein stetiger Begleiter der *Dictyodora* ist, wurde in den Untersilurschichten der Hüttchenberge bei Wünschendorf mit aufgefunden. Für dieses schlage ich den Namen *Palaeodictyum Eiseleanum* n. sp. vor, nach dem verdienten Erforscher Ostthüringer Graptolithen Robert Eisel benannt. Er ist viel weniger häufig als *Dictyodora Zimmermanni* und die in der ersten Arbeit genannten Wurmspuren.

Neue Instrumente und Beobachtungsmethoden.

Mineralogischer Demonstrationsapparat.

Von **M. Berek** in Wetzlar.

Mit 3 Textfiguren.

(Mitteilung aus den optischen Werken von **E. Leitz**, Wetzlar.)

Der im folgenden beschriebene Apparat erfüllt nachstehende Anforderungen:

1. Bei mineralogisch-petrographischen Übungen und Vorlesungen kann der Dozent einem kleineren Zuhörerkreise alle Arten der mikroskopischen Untersuchungsmethoden im polarisierten Licht in horizontaler oder vertikaler Projektion bei beliebiger Vergrößerung vorführen.

2. Der Apparat ermöglicht die Projektion von Übersichtsbildern bis zur Größe von 24 mm Durchmesser und ist daher geeignet für die Demonstration der Gesetze der Doppelbrechung und Polarisation an größeren Kristallplatten und Keilen.

3. Er ist für die Projektion von Diapositiven bis zum Format 9×12 einschließlich verwendbar.

4. Er gestattet mikrophotographische Aufnahmen in beliebig kleiner bis stärkster Vergrößerung auszuführen.

5. Er eignet sich infolge seiner Lichtstärke in vertikaler Lage ausgezeichnet für kristall-optische Messungen aller Art.

[1] Rudolf Hundt: Vertikale Verbreitung der *Dictyodora* im Palaeozoikum. Dies. Centralbl. 1912. p. 542—543.

[2] E. Zimmermann. Erläuterung zu Blatt Lobenstein p. 51.

6. Er ist als Beobachtungsinstrument dem Mikroskop vorzuziehen, weil er den Beobachter unvergleichlich weniger ermüdet.

7. Er ist als Zeichenapparat benutzbar.

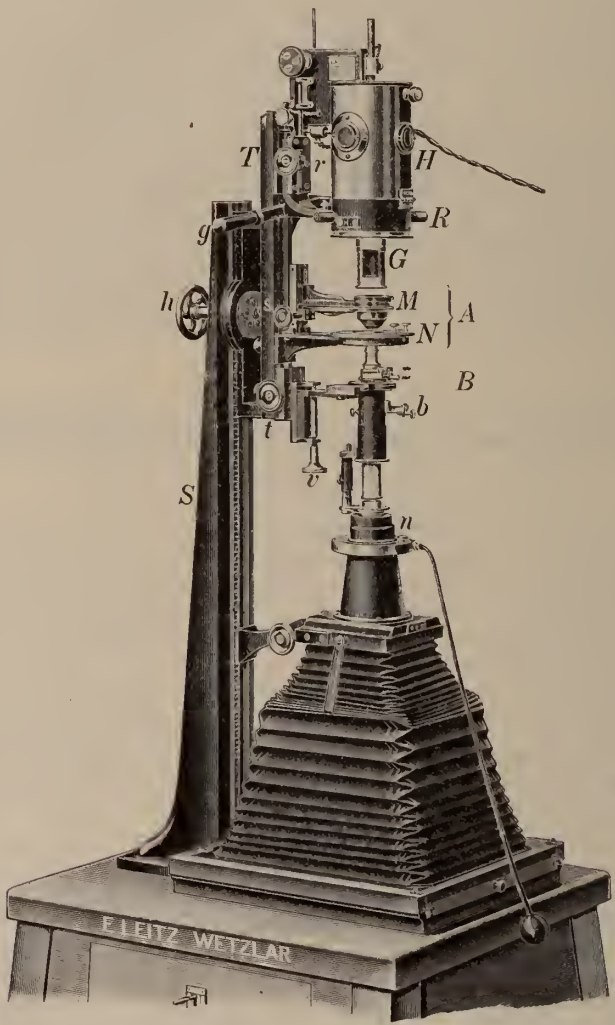


Fig. 1. Mineralogischer Demonstrationsapparat bei vertikaler Mikroprojektion mit photographischer Kamera.

Allgemeine Anordnung.

Die auf einer Tischplatte montierte gußeiserne Säule *S* (Fig. 1), welche die Hochstell- und Drehvorrichtung für Horizontal- und

Vertikalprojektion trägt, entspricht ganz der Anordnung des Zeichen- und Projektionsapparates nach L. Edinger[1], welcher in wissenschaftlichen Kreisen eine weite Verbreitung gefunden hat. Nach Lösung der Schraube *h* kann der Träger *T* des gesamten optischen Systems in zwei mit cm-Teilung versehenen Gleitschienen gehoben oder gesenkt werden. Der Träger *T* besitzt ebenfalls Gleitschienen, in denen die einzelnen Teile der optischen Anordnung mit Klemmvorrichtungen befestigt werden können. Um von der Vertikal- zur Horizontal-Projektion überzugehen, zieht man den Knopf *k* (in Fig. 3 sichtbar) an und dreht *T* um die Horizontalachse *h* beliebig nach links oder rechts, bis *k* wieder einschnappt.

Lichtquelle ist der positive Krater einer allseitig zentrierbaren Liliputbogenlampe für Gleich- oder Wechselstrom mit 5 Amp. Stromverbrauch. Diese Handregulierlampe kann auf Wunsch mit einem regulierbaren Uhrwerk ausgestattet werden, welches die Kohlen, entgegen der nur zeitweise erfolgenden elektromagnetischen Regulierung, ununterbrochen (D.R.P. angemeldet) vorwärtsschiebt, so daß der positive Krater seine Lage unverändert beibehält. Zu der Lampe gehört ein passender Vorschalt-Widerstand. Die Lampe kann mittels Steckkontaktes an jede Hausleitung angeschlossen werden.

Im Prinzip abweichend gegenüber dem Projektionsapparat nach L. Edinger ist, entsprechend den anderen Anforderungen an den Strahlengang, die gesamte optische Anordnung. Die metallische Hülse *H*, welche die Lampe teilweise umschließt, läßt sich beiseite klappen. In den mit ihr verbundenen Arm *R* läßt sich ein Teil des Beleuchtungssystems zusammen mit dem Polarisator einsetzen. Dieser Teil der optischen Anordnung enthält, von der Lichtquelle aus gezählt, zunächst eine in metallene Stäbchen gefaßte Kollektorlinse, welche zur Erzielung großer Lichtstärke von dem sehr hohen Öffnungsverhältnis von annähernd 1 gewählt ist. Diese Linse bildet den Krater in dem Polarisator ab, der aus einem Prisma nach Glan-Thompson besteht. Um eine schädliche Erhitzung des Prismas zu vermeiden, wird der ordentliche Strahl im Kalkspat nicht, wie bei den übrigen Prismen, an der Wandung des Polarisators absorbiert und seine Energie in Wärme umgesetzt, sondern er tritt schräg nach vorn durch das in der Hülse *G* sichtbare Fenster aus (D.R.G.M. 382769. 382768)[2]. Am Ende dieser Hülse sitzt die Collimatorlinse, aus der ein nahezu paralleles Strahlenbündel austritt. Die genannten optischen Teile sind gegen Wärmezuleitung von der metallischen Hülse *H* ausgiebig isoliert. Bei mehrstündiger ununterbrochener Benutzung des Apparates wird zwar die Metallhülse *H* entsprechend heiß, doch

[1] L. Edinger, Zeitschr. f. wiss. Mikrosk. etc. **24**. 26; 1907.
[2] W. v. Ignatowsky, Zeitschr. f. Instr. 1910, 217.

weisen die darin sitzenden optischen Teile, vor allem der Polarisator, eine schädliche Erwärmung nicht auf. Die auf die Kollektivlinse von den Kohlen der Lampe herniederfallenden Kohlenteilchen

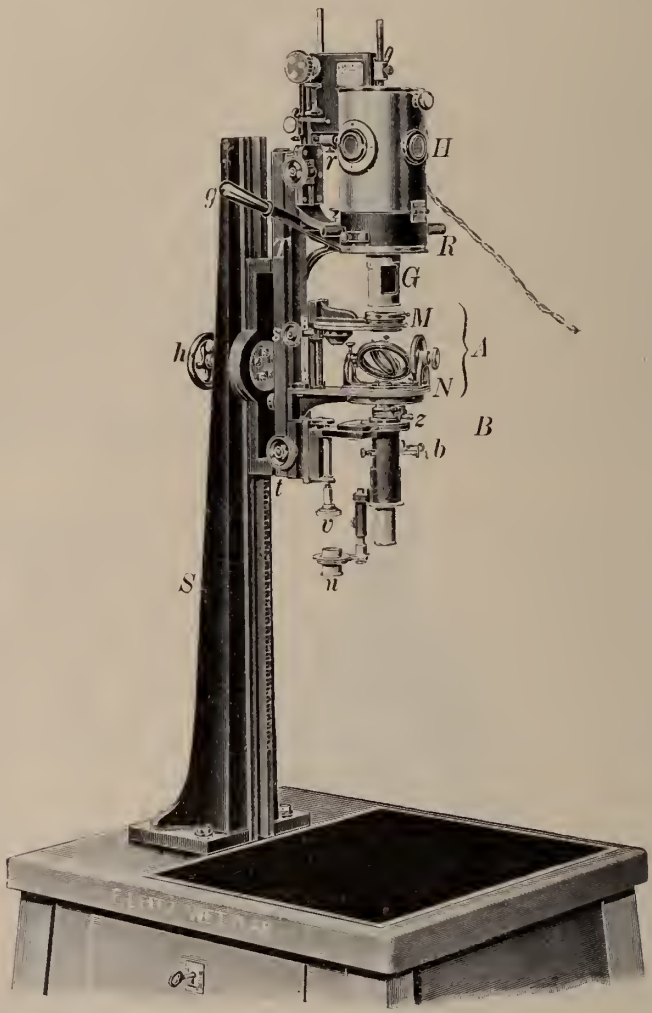


Fig. 2. Mineralogischer Demonstrationsapparat mit Universaldrehtisch nach Fedorow.

sind von Zeit zu Zeit mit Hilfe eines Pinsels abzustreichen. Der Hebel g und der Lampentrieb r, die in dem abgebildeten Modell noch vom Apparat nach L. Edinger übernommen sind, erweisen sich bei vorliegendem Strahlengang als überflüssig und werden

daher zukünftig bei der Ausführung des Apparates fortgelassen. Die Lampe wird gleich von vorherein in passender Höhe am Träger T montiert.

Auf den Gleitschienen des Trägers T sitzen ferner verschiebbar zwei mit Klemmvorrichtungen versehene Reiter A und B. A besitzt einen Doppelarm. Der eine M trägt den mittels Zahn und Trieb s verstellbaren Kondensorrevolver. Dieser enthält drei Kondensoren und ein Leerloch, entsprechend den verschiedenen zu benutzenden Vergrößerungen. Eine seitliche an der Triebbewegung s angebrachte Skala gibt Aufschluß über die günstigste Wahl des Kondensors bei gegebenem Objektiv, sowie gleichzeitig über die günstigsten Stellungen der einzelnen Kondensoren. Über der Öffnung der festliegenden Revolverscheibe sitzt eine Apertur-Irisblende. Der andere Arm N trägt einen drehbaren Objekttisch, welcher in ganze Grade mit $5' =$ Nonins-Ablesung geteilt ist.

Der Reiter B endlich (stets ganz am Ende der Schiene T zu befestigen) trägt eine mittels Zahn und Trieb t verschiebbare und Feineinstellung v versehene Schlittenführung, in welche das Projektionssystem (Mikroskop, Projektionsobjektive) eingeschoben und in einer durch Anschlag markierten Lage festgeklemmt werden kann.

Verwendungsmöglichkeiten.

1. Mikroprojektion. — Für die Mikroprojektion im polarisierten Licht wird in die Schlittenführung des Armes B ein mineralogischer Mikroskoptubus eingeschaltet. Die Objektive werden mittels einer Schlittenzange z am Tubusende befestigt und sind in zwei aufeinander senkrechten Richtungen zentrierbar. Da jedes Objektiv seine eigene Zentriervorrichtung hat, so kann man auch beim Wechseln der Objektive mit stets zentriertem System arbeiten, wenn einmal für jedes Objektiv die Zentrierung ausgeführt ist. Unter dem Okular sitzt der ausschaltbare Analysator n in einem drehbaren, mit Gradteilung versehenen Kreise. Der Übergang von der orthoskopischen zur konoskopischen Projektion vollzieht sich, wie bei subjektiver Beobachtung im Mikroskop, einfach durch Einschalten der Amici-Bertrand'schen Linse b. Diese ist in der Längsrichtung des Tubus verschiebbar und außerdem mit Hilfe zweier Justierschrauben zentrierbar. Ihre relativ kurze Brennweite gewährleistet die Möglichkeit, verhältnismäßig große Achsenbilder zu erzielen. Die Scharfstellung erfolgt durch Heben und Senken der Bertrandlinse.

Der Apparat kann auch zur Projektion von Achsenbildern dicker Präparate eingerichtet werden.

Ueber die erreichbaren Vergrößerungen mit Hilfe der gebräuchlichen Achromate und Huyghens'schen Okulare gibt bei einem

Abstand von 250 mm zwischen der Projektionswand und dem Okular folgende Tabelle Aufschluß:

Vergrößerungen der Achromate mit den Huygens'schen Okularen bei 250 mm Abstand von der Projektionswand.

Objektiv	Okular			
	0	I	II	III
1	13	16	19	26
2	23	29	35	46
3	41	51	62	82
4	73	91	109	146
5	133	167	200	267
6	192	240	288	384
7	250	312	375	500

Die Vergrößerungszahlen ändern sich proportional der Änderung des Abstandes zwischen Okular und Projektionswand. Bei einem Schirmabstand von $2\frac{1}{2}$ m bei horizontaler Projektion gelten also die zehnfachen Vergrößerungswerte der Tabelle. Solche Schirmabstände kann man auch für die stärksten Vergrößerungen einhalten, wenn in verdunkeltem Raum durch Schirmwände für hinreichende Abblendung des seitlichen Lichts gesorgt wird. Eine passende Verdunklungsvorrichtung für horizontale Projektion wird auf Wunsch geliefert, ist jedoch bei Beschränkung auf schwächere und mittelstarke Systeme (z. B. Objektiv 4 mit Okular 1) gänzlich entbehrlich. Die vertikal auf die Tischplatte ausgeführte Projektion ist so hell, daß sie bei Tageslicht ausgeführt werden kann.

Als Projektionsschirm benutzt man eine Gipstafel oder einen Bogen Papier; Aluminiumschirme erweisen sich außer wegen ihres geringen Streuungswinkels bei der Projektion von Achsenbildern auch deswegen als weniger brauchbar, weil sie die Farbwerte ungewohnt wiedergeben.

Abgesehen von der Verwendung bei Demonstrationen bietet dieser Apparat gegenüber der subjektiven Beobachtung eine Reihe von Vorteilen:

Eine gegenseitige Aussprache am Mikroskop ist durch das Nacheinandereinsehen sehr erschwert. Doppelokulare lassen sich aber für mineralogische Instrumente nicht benutzen, weil infolge der Polarisation bei der Prismen-Reflexion bei gekreuzten Nikols je nach Lage des Doppelokulars der eine Beobachter nichts sieht oder die Intensität für beide Beobachter zu gering ist, bei ausgeschaltetem Analysator aber das Gesichtsfeld dem einen Beobachter wie zwischen parallelen, gekreuzten oder auch beliebig orientierten Prismen erscheint. In vertikaler Lage bietet hingegen der vorliegende

Apparat ein einfach zu handhabendes Mittel zur gegenseitigen Verständigung und Belehrung. Auch als Arbeitsinstrument ist der Demonstrationsapparat in vertikaler Lage jedem Mikroskop vorzuziehen. Zunächst ist die Beobachtung mit beiden Augen, sowie die Möglichkeit, beim Arbeiten eine beliebige zwanglose

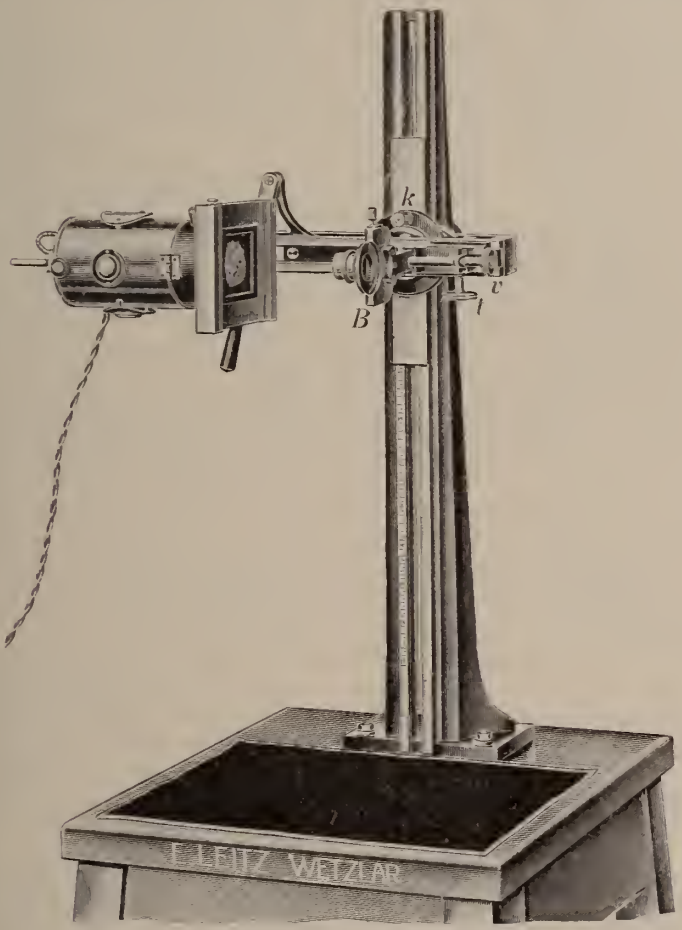


Fig. 3. Horizontale Diapositivprojektion.

Haltung einnehmen zu können, nicht in demselben Maße ermüdend. Andererseits entspringt aus der Verwendung einer höheren Lichtintensität auch die Möglichkeit, Messungen mit größerer Genauigkeit ausführen zu können. Besonders charakteristische Stellen und Stellungen mit Bezug auf das Okular-Fadenkreuz können auf einem auf den Projektionstisch gelegten Stück Papier einfach

nachgezogen werden. Wie bei der subjektiven Beobachtung, so können auch hier bei der Projektion Kompensator nach Babinet, Okularspektroskop, Heiztische und Abkühlungsvorrichtungen und andere Nebenapparate benutzt werden.

Im besonderen möge noch auf die Verwendbarkeit des Universal-Drehtisches nach Fedorow hingewiesen werden. Bekanntlich ist die Anwendbarkeit dieses Drehtisches auf besonders groß gebaute Mikroskopmodelle[1] oder Spezialstative[2] beschränkt. Da bei dem vorliegenden Demonstrationsapparat eine Behinderung der Drehungsmöglichkeiten durch das Stativ wie bei mittleren Mikroskopmodellen nicht stattfindet, außerdem vorteilhafterweise die Auflagefläche des Objekttisches der Lichtquelle zugewandt ist, so steht nichts im Wege, auch eine so große Ausführungsform des Universal-Drehtisches zu verwenden, daß Präparate gewöhnlichen Formats benutzt werden können (Fig. 2). Man braucht nur den Kondensorrevolver *M* mittels des Triebes *s* hinreichend vom Objekttisch zu entfernen. Auch hier fällt die erhöhte Lichtstärke bei vertikaler Projektion, sowie die Möglichkeit, bequem demonstrieren zu können, vorteilhaft ins Gewicht.

2. Projektion von Übersichtsbildern. — Für die Projektion im polarisierten Licht bei schwächster Vergrößerung wird statt des Mikroskoptubus ein besonderes, in kurzem Rohransatz gefaßtes Projektionsobjektiv eingeschaltet. In das Ende des kurzen Rohres wird der Analysator vom Mikroskoptubus eingesetzt. Der Kondensorrevolver wird auf das Leerloch eingestellt. Die Vergrößerung ist bei einem Schirmabstand von 250 mm eine zirka dreifache. Das übersehene Feld des Präparates hat einen Durchmesser von 24 mm.

Diese Anordnung ist daher für Übersichtsbilder von Dünnschliffen, ganzen Kristallplatten, Kristallkeilen, Glimmertreppen, gepreßten Gläsern und ähnlichem mit Vorteil zu verwenden. Legt man z. B. auf den Drehtisch ein Kalkspatrhomboeder, entfernt den Analysator und bildet die möglichst weit zugezogene Irisblende auf der Projektionswand ab, so kann man bequem die Grundgesetze der Doppelbrechung und Polarisation demonstrieren.

Die Helligkeit bei dieser Art von Projektion ist besonders groß.

3. Diapositiv-Projektion (Fig. 3). — An Stelle der bisherigen Beleuchtungsvorrichtung wird ein großer Doppelkondensor eingesetzt. Unmittelbar davor wird der Diapositivrahmen mit auswechselbaren Schiebern bis zum Format 9×12 mittels zweier Klemmschrauben befestigt. Der Arm *A* wird entfernt und in den Schlitten des Armes *B* das anastigmatische Projektionsobjektiv (Summar f = 115 mm, F : 5) mit Irisblende eingeschoben. Bei einem Schirmabstand von $2\frac{1}{2}$ m ist die Vergrößerung eine ca. 22fache.

[1] Z. B. Stativ *A* von E. Leitz, Wetzlar.

[2] C. Leiss. Dies Centralbl. 1912. p. 733.

4. Photographische Aufnahmen (Fig. 1). — Für photographische Aufnahmen dient eine an der Säule *S* mit zwei Klemmen zu befestigende Kamera, mit Balgen, Zeit- oder Momentverschluß und Lichtabschluß als Verbindungsstück mit dem Apparat. Bei Benutzung des Aufsatz-Analysators wird das Verbindungsstück mit Hilfe des Analysators an den Analysatorteilkreis angeklemmt und so getragen. Die Einstellung erfolgt bei gehobenem Balgen auf einer in den aufliegenden Rahmen eingeschobenen Papierwand. Es empfiehlt sich, vorher die an beiden Seiten des Balgens befindlichen Litzen an den beiden Knöpfen am Verschlußbrett zu befestigen. Die Kassette ist für Platten bis zum Format 24×30 cm verwendbar.

Der Demonstrationsapparat ist für jede der Verwendungsmöglichkeiten 1—4 gesondert lieferbar.

Die Notwendigkeit, einen kleinen für mineralogische und petrographische Praktikumszwecke geeigneten Projektionsapparat mit Polarisationsvorrichtung zu konstruieren, ergab sich für die optischen Werke von E. Leitz auf Grund einer Anregung und Bestellung des Herrn Geheimrats Professor Dr. F. Rinne in Leipzig, in dessen Institut auch das erste Exemplar des Apparates in Gebrauch ist.

Die schwierigen Aufgaben in der mechanischen Ausführung hat Herr Werkmeister P. Weilinger elegant gelöst.

Wetzlar, Januar 1913.

Versammlungen und Sitzungsberichte.

Londoner Mineralogische Gesellschaft. Sitzung am 21. Januar 1913 unter dem Vorsitz von Dr. A. E. H. Tutton. F. R. S.

T. V. Barker und J. E. Marsh: Optische Aktivität und Enantiomorphismus der Molekular- und Kristallstruktur. Die allgemeine Natur der enantiomorphen Strukturen, die die optische Aktivität im flüssigen und kristallisierten Zustand begleiten, wurde besprochen, und es wurde hervorgehoben, daß, da die optische Aktivität der Kristalle von sechs Substanzen, darunter Bittersalz und Natriumchlorat, nicht aus der Kristallstruktur abgeleitet werden kann, sie auf eine enantiomorphe Gestalt der Atome in den Molekülen bezogen werden muß. Passende enantiomorphe Formen sind aus chemischen Gründen abgeleitet worden, indem die Konstitution der Verbindungen auf einer Modifikation von Werner's Theorie der Koordination beruht. Die Symmetrie der neuen Raumformeln ist in vielen Fällen identisch mit der Symmetrie der Kristalle, und besonders der Natronsalpeter kann am besten betrachtet werden als ein Racemat, herrührend

von der gegenseitigen Durchdringung von optischen Antipoden mit räumlichen Konfigurationen ähnlichen denen, die für die aktiven Formen des Natriumchlorats vorausgesetzt werden, derart, daß die Symmetrie des doppelten Moleküls mit der des Rhomboeders identisch ist. Derselbe Typus der Molekularstruktur ist auch zu vermuten beim Kalkspat und der rhomboedrischen Form des Natriumchlorats, die sich bei höherer Temperatur bildet. Es wird geschlossen, daß viele Fälle von Dimorphismus von ähnlicher Art sind und, allgemeiner, daß polymorphe Umwandlung eingeleitet wird durch eine Neuordnung der Atome im Molekül.

H. Collingridge: Bemerkung über die Bestimmung des optischen Achsenwinkels an Kristallen in Dünnschliffen. In dem Fall, wo eine optische Achse in dem Sehfeld sichtbar ist, kann die Position der zweiten Achse zweckmäßiger bestimmt werden, als nach den Methoden von Becke und Wright aus der optischen Achsenebene und der Auslöschungsrichtung durch das Zentrum des Feldes.

Dr. G. F. H. Smith: Graphische Bestimmung von Winkeln und Indizes in Zonen. Zwei Methoden werden beschrieben, die, abweichend vom Moriogramm, nicht auf rechtwinkelige Zonen beschränkt sind. Bei der einen wird eine doppelte Tangentenskala auf eine Schar von Linien gelegt, die, wie bei einer gnomonischen Projektion, auf eine Zonenebene angeordnet sind, in der Weise, daß die 01- und 11-Linien die Skala unter den gegebenen Winkeln schneiden; die zu beliebigen Indizes gehörigen Winkel oder umgekehrt können direkt auf der Skala abgelesen werden. Bei der zweiten Methode wird ein doppeltes Diagramm angewendet, dessen eine Hälfte eine neue Form des Mariogramms und die zweite eine Darstellung der Winkel, deren Kotangenten die Differenz der Kotangenten der gegebenen Winkel ist. Die Methode ist allgemein und unbeschränkt in ihrer Anwendung.

Dr. J. Drugman: Über Goldschmidt's Apparat zum Schneiden von Kristallmodellen. Der Mechanismus wurde beschrieben und seine Verwendung erläutert.

Professor H. L. Bowman: Über eine Knolle von Eisenkiesen. Die oktaedrische Form und die Streifung auf den Flächen, welche die Ecken der winzigen Kriställchen abstumpfen, lassen diese eher zum Pyrit gehörig erscheinen als zum Markasit, wie es gewöhnlich geschieht.

Eine aus einer Amethystdruse geschnittene chinesische Schale und ein Satz von Wagschalen und Gewichten, wie sie von den einheimischen Juwelenhändlern in Indien zum Wiegen der Perlen benützt werden, wurde von F. N. A. Fleischmann, resp. von E. Hopkins ausgestellt.

Besprechungen.

M. Brauhäuser: Die Bodenschätze Württembergs. Stuttgart 1912. 325 p. 37 Fig.

Das Werk stellt eine Übersicht dar über die in Württemberg vorhandenen Erze, Salzlager, Bausteine, Mergel, Tone, Ziegelerden, Torflager, Quellen, über ihre Verbreitung, Gewinnung und Verwertung. In überaus geschickter und anziehender Weise wird zunächst ein Überblick gegeben über den geologischen Aufbau Württembergs. Es werden — schon immer mit Bezugnahme auf die nutzbaren Mineralien und Gesteine — die einzelnen Württembergs Boden zusammensetzenden Formationen und Schichtglieder besprochen, wobei besonderer Wert auf deren Entstehungsgeschichte, ihre äußeren Erscheinungsformen und auf die Faktoren, die diese bedingen, gelegt wird. Im speziellen Teil werden die einzelnen Bodenschätze nach ihrer praktischen Seite besprochen. Er umfaßt folgende Abteilungen:

Bergbau.

1. Erzbergbau: Gold — Silber — Kobalt — Kupfer — Blei — Mangan — Wismut — Eisen. Anhang: Schwerspat und Flußspat.
2. Salzgewinnung und Salzbergbau: Sulz — Hall — Niedernhall — Clemenshall — Wilhelmshall — Friedrichshall — Heilbronn.

Baumaterialien.

1. Bausteine.
2. Mörtel und Zement.
3. Tone und Ziegelerde.
4. Anderweitige Baumaterialien.

Straßenmaterial.

1. Pflastersteine und Randsteine.
2. Schottermaterial.

Anderweitig benützbares Gestein.

Torfgewinnung.

Quellen.

Grundwasser.

Mineralquellen und Thermen.

Wildbad — Liebenzell — Teinach — Mergentheim — Niedernau — Stuttgart — Hoheneck — Teußer Bad — Göppingen — Boll — Sebastiansweiler — Ditzenbach — Ueberkingen — Jordanbad — Brielquelle und Nierazbad — Laimnau.

Böden und natürliche Meliorationsmittel.

Anhang: Geologische Karten.

Es muß hierbei besonders erwähnt werden das liebevolle Eingehen auf die Kenntnisse, die frühere Jahrhunderte von den Bodenschätzen besassen und auf die Verwendung dieser im Lauf der

Zeiten. Dadurch und weil Verf. seine Angaben durch wertvolles statistisches Material bis zur Gegenwart aus z. T. noch nicht bearbeiteten Urkunden, alten Fachzeitschriften etc. stützt, wird das Werk auch volkswirtschaftlich sehr wertvoll. — Aus dem reichen Inhalt kann nur einzelnes noch besonders hervorgehoben werden, so der Abschnitt über die natürlichen Bausteine, der viele z. T. neue Angaben enthält über Verwitterung, Wetterbeständigkeit, Wechsel in der Güte des Materials; die Eignung der Gesteine zu Straßenmaterial wird eingehend besprochen. Besonders gut gelungen ist der ausführliche Abschnitt über Quellen, Grundwasser und Mineralquellen. Sogar die Böden werden auf Grund ihrer geologischen Herkunft besprochen, an Hand der Angaben der schönen neuen geologischen Spezialkarte Württembergs.

So findet der Fachmann vieles aus der weit zerstreuten Einzelliteratur hier verständnisvoll und durch eigene Forschungen des Verf.'s vermehrt zusammengefaßt, dem geologisch interessierten Laien wird leichtverständlich und in außerordentlich anziehender und gefälliger Sprache die Kenntnis nicht nur der Bodenschätze, sondern auch eines guten Teiles württembergischer Heimatkunde vermittelt. **H. Schneiderhöhn.**

Berichtigung.

In der Abhandlung: Petrographisch chemische Untersuchung einiger jungvulkanischer Gesteine aus der Umgebung des Victoriasees etc. von M. Goldschlag, dies. Centralbl. 1912. No. 19. p. 586—599 sind folgende Korrekturen anzubringen:

p. 592 Zeile 17 statt s: 62,17; A: 9,56; C: 4,06; F: 9,59; muß es heißen: s: 63,03; A: 8,33; C: 5,49; F: 9,37.
„ 592 „ 19 „ s: 62,17; a: 8,23; c: 3,49; f: 8,26; k: 0,96 muß es heißen: s: 63,03; a: 7,18; c: 4,73; f: 8,08; k: 1,03;
„ 592 „ 21 „ s: 62; a: 8; c: 3,5; f: 8,5; muß es heißen: s: 63; a: 7; c: 5; f: 8;
„ 595 „ 29 „ F: 42,22 muß es heißen: F: 41,65;
„ 597 „ 3 „ F: 30,27 „ „ „ F: 31,27;
„ a: 2,48; c: 1,88; f: 15,63; muß es heißen: a: 2,42; c: 1,83; f: 15,75.
„ 599 „ 9 „ 3,49 muß es heißen: 4,73.

Personalia.

Am 15. Januar 1913 starb der bekannte Chemiker und Mineraloge **Dr. Georg August Koenig**, seit 1892 Professor der Chemie an dem Michigan College of Mines in Houghton, Mich., früher Professor der Chemie, Mineralogie und Geologie an der University of Pennsylvania in Philadelphia. Er studierte in Berlin, wurde in Heidelberg zum Doktor promoviert und beschrieb u. a. mehrere neue Mineralien.

Ernannt: a. o. Professor Dr. **W. Volz** zum o. Professor der Geographie in Erlangen.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Bauxit oder Sporogelit?

Bemerkungen zu der Arbeit von M. Kišpatić „Bauxite des kroatischen Karstes und ihre Entstehung".

Von **C. Doelter** und **E. Dittler** (Wien).

In unserer Abhandlung[1] versuchten wir mit Hilfe von Färbeversuchen nachzuweisen, daß in den bisher als „Bauxit" bezeichneten Gesteinen neben den Mineralien Diaspor, Hydrargillit (Gibbsit) und einigen akzessorischen Gemengteilen ein kolloides Tonerdehydrat existiert, welchem wir den ursprünglichen Namen „Bauxit" beließen, indem wir zugleich für das das kolloide Tonerdehydrat enthaltende Gestein den Namen „Bauxitit" (ähnlich dem Quarzit, Diasporit) vorschlugen. Wir haben damals die den „Bauxit" als Hauptgemengteil enthaltenden Gesteine als Kolloid-Alumolithe den vornehmlich aus Diaspor, Gibbsit und Kaolin bestehenden Kristalloid-Alumolithen gegenübergestellt.

M. Kišpatić[2] ist nun erfreulicherweise unabhängig von uns und auf einem anderen als dem von uns eingeschlagenen Wege zu ähnlichen Resultaten gekommen. Er fand die Bauxitite aus einem der Hauptmenge nach aus $Al_2O_3 \cdot 1H_2O$ bestehenden Kolloide zusammengesetzt, das er mit dem neuen Namen Sporogelit bezeichnete[3].

Der von uns vorgeschlagene Name Bauxit für das Tonerdekolloid und Bauxitit für das Gestein dürfte aber nach unserem Dafürhalten besser entsprechen, weil das Gestein, ähnlich wie z. B. Quarzit, Diasporit nach seinem Hauptbestandteile „Bauxit" benannt werden würde.

M. Kišpatić betrachtet den Sporogelit als die Gelform des Diaspor (daher der Name) und läßt ihm wie diesem ein Molekül H_2O zukommen; es ist jedoch zweifelhaft, ob der Wassergehalt wirklich ein konstanter ist.

M. Kišpatić teilte den Wassergehalt aus dem Glühverlust ($H_2O + CO_2$) der analysierten Proben in der Weise auf, daß er konsequent 1 Molekül H_2O für das Kolloid und den Diaspor in Anspruch nahm und den Rest auf Hydrargillit und die Gel-

[1] E. Dittler und C. Doelter, „Bauxit, ein natürliches Tonerdehydrogel". Z. f. Chem. u. Ind. der Koll. IX, 6. p. 282; ferner Dies. Centralbl. 1912. 1 und 4.

[2] M. Kišpatić, Bauxite des kroatischen Karstes und ihre Entstehung. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXIV. 1912. p. 513.

[3] Wollte man einen neuen Namen einführen, was uns jedoch überflüssig erscheint, so hätte wohl der Cornu'sche Name Kliachit die Priorität.

formen des Eisenoxyds und der Kieselsäure (letztere mit $2\,H_2O$?) verrechnete. Abgesehen davon, daß auch dem Eisenoxyd, welches doch auch in kolloider Form — M. Kišpatić nennt es Hämatogelit — vorliegt, ein größerer Teil des Wassergehaltes zugesprochen werden müßte, scheint diese ganz willkürliche Berechnungsweise auch aus dem Grunde nicht einwandfrei, weil der Bauxit (Sporogelit) als Gel kaum ein Hydrat von konstanter Zusammensetzung darstellen dürfte.

Wir haben durch Versuche nachweisen können, daß künstlich dargestellte Hydrogele der Tonerde allmählich wasserärmer werden und daß der Wassergehalt je nach der Konzentration der Ausgangsstoffe, der Lagerungszeit und der Erwärmung wechselt. Aus diesem Grunde haben wir auch dem Kolloid „Bauxit" kein bestimmtes Äquivalent Wasser zugesprochen.

Jüngere „Bauxite" dürften mehr Wasser enthalten, wie auch der von M. Kišpatić untersuchte „Kljakit" beweist, bei welchem die restlichen 10,91% H_2O nur schwer und nur unter der Annahme eines Kieselsäuregels mit $2\,H_2O$ untergebracht werden können.

Bei einem Vergleich der beiderseits geschaffenen Nomenklaturen ergibt sich im übrigen Identität dieser Mineralien und Mineralgemenge, wie kurz folgende Tabelle beweist:

Kišpatić und Tućan:		Doelter und Dittler:
1. Sporogelit (kolloides Tonerdehydrat $Al_2O_3 \cdot 1\,H_2O$)	=	1. Bauxit (kolloides Tonerdehydrat $Al_2O_3 \times H_2O$);
2. Bauxit (Gestein mit überwiegend Sporogelit)	=	2. Bauxitit (Gestein mit überwiegend Bauxit);
Sporogelitbauxit	=	Bauxitit
3. Diasporbauxit	=	3. Diasporite
4. hydrargillitführende Sporogelit- bezw. Diasporbauxite	=	4. Gibbsitite.

Wenn F. Tućan[1] den Namen Bauxit für das Mineralgemenge und nicht für das kolloide Tonerdehydrat (nach M. Kišpatić Sporogelit) angewendet wissen will, so wird ohne besonderen Vorteil für die Sache die Namensgebung schwerfällig und unübersichtlich, überdies kommt ein neuer Name hinzu, der wegen des hypothetisch angenommenen Wassergehaltes keine Berechtigung besitzt von „Diaspor" abgeleitet zu werden.

Wir glauben aus dem Umstande, daß unsere Untersuchung ein Jahr früher publiziert wurde und die von uns vorgeschlagene Nomenklatur einfacher ist, unseren Namen den Vorzug geben zu müssen.

Mineralogisches Institut der k. k. Universität Wien.

[1] F. Tućan, Zur Bauxitfrage. Dies. Centralbl. 1913. 3. 65.

Ueber das Auftreten von Rhönitbasalten im Böhmischen Mittelgebirge.

Von **H. Michel** in Wien.

Mit 2 Textfiguren.

Seit J. Soellner[1] den Rhönit beschrieben hat, sind in zahlreichen Gesteinsgebieten, die atlantische Gesteine führen, Gesteine mit Rhönit nachgewiesen worden, die bisweilen Rhönit als wesentlichen Gemengteil zeigen. J. Soellner selbst hat eine größere Anzahl dieser Rhönitbasalte beschrieben, die zum größten Teile aus der Rhön stammen.

Gelegentlich der Aufnahme der Erzgebirgsbruchzone im Westen von Bodenbach a. E. fand der Verf. eine größere Anzahl von rhönitführenden Basalten vor, von denen einige Rhönit als wesentlichen Gemengteil enthalten und demnach die Bezeichnung Rhönitbasalt verdienen. J. Soellner erwähnt unter seinen Rhönitbasalten auch vier aus Böhmen, vom Hasenberge zwischen Křesin und Sedlitz, von Zirkovitz, von Schlüsselburg und vom Rabenstein bei Sebusein. Das letztere Vorkommen, dem Böhmischen Mittelgebirge angehörig, ist sehr bemerkenswert, weil es sich als Melilithbasalt erwies, der sonst im Mittelgebirge keine nennenswerte Verbreitung besitzt und lediglich am Nordostrand in größeren Körpern und Gängen auftritt.

Mit Ausnahme dieser Angaben von Soellner sind sonst Rhönitbasalte aus dem Böhmischen Mittelgebirge nicht beschrieben worden, lediglich das Auftreten von Rhönit in mehreren Gesteinen als Resorptionsprodukt von Hornblende wurde von J. E. Hibsch[2] erwähnt. Die vom Verf. am Nordwestrand zahlreich vorgefundenen rhönitführenden Gesteine scheinen im Innern des Mittelgebirges bedeutend seltener zu sein, wie dies in gleicher Weise für die am Nordostrand auftretenden Melilithgesteine gilt. Hier am Rande gegen das Erzgebirge zu führen fast alle Gesteine Rhönit als akzessorischen Gemengteil, in einigen derselben ist er aber ebenso reichlich wie Pyroxen vorhanden.

Wenn der Rhönit bereits in jenen Gesteinen, in denen er als akzessorischer Gemengteil auftritt, den Habitus des Gesteines beträchtlich zu verändern vermag, so ist das in weit höherem Maße dort der Fall, wo sich — zumeist in einem lokalen Differentiationsprodukt eines Gesteins — der Rhönitgehalt vermehrt. Die Rhönitbasalte sind in den beiden Fällen, die im folgenden etwas näher besprochen werden sollen, lokale Ausbildungen von Nephelinbasalt und Nephelinbasanit. Es sind offenbar ganz besondere Verhältnisse nötig, damit sich Rhönit in reichlicherem Maße bilden kann.

Von mancher Seite ist die Ansicht vertreten worden, daß der gesamte Rhönitgehalt eines Gesteins durch Aufschmelzung eines

[1] J. Soellner, Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXIV. p. 475.

[2] J. E. Hibsch, Tscherm. Min. u. Petrogr. Mitt. 29. p. 406.

primären äquivalenten Hornblendequantums entstanden sei. So hat H. Bücking[1] Gesteine aus der Rhön beschrieben, in denen das unzweifelhaft der Fall ist, und deshalb erkennt H. Bücking dem Rhönit auch nicht jene klassifikatorische Bedeutung zu wie H. Rosenbusch, der den Rhönit als „eine Art Leitmineral für die Effusivformen der essexitischen Magmen, die Trachydolerite" bezeichnet. Unzweifelhaft beweisen die noch zahlreich in diesen Gesteinen vorhandenen Pseudomorphosen von Rhönit — Augit — Olivin — Plagioklas — Magnetit — nach Hornblende eine Entstehung von Rhönit aus Hornblende. Unter anderen hat J. Soellner[2] solche Pseudomorphosen gleichfalls beschrieben, und besonders X. Galkin[3] hat sich mit dieser Frage beschäftigt und gezeigt, daß diese Umsetzung chemisch gut möglich ist. Es findet wohl auch in vielen Fällen diese Umsetzung derart statt, daß sich auch in der Grundmasse auf Kosten der Hornblende Rhönitkristalle bilden.

So richtig das für die von H. Bücking beschriebenen Gesteine sein mag, ebenso sicher trifft das für unsere Gesteine nicht zu. Es findet sich keine Spur einer primären Hornblende mehr in dem ganzen Gesteinskörper, obwohl derselbe keine bedeutende Größe besitzt und deshalb eine so vollständige Resorption der Hornblende nicht zu erwarten ist. Man müßte eine vollständige Einschmelzung annehmen, und zwar zu einer Zeit, zu der sich das Einschmelzungsprodukt völlig gleichmäßig in der ganzen zur Eruption gekommenen Masse verteilen konnte. Eine so vollständige und frühzeitige Einschmelzung läßt sich aber auf keine Art beweisen und ist auch sehr unwahrscheinlich; wenn sie möglich wäre, könnte man für alle Gemengteile sekundäre Entstehung behaupten.

In unseren Gesteinen ist vielmehr der Rhönit direkt aus der Schmelze entstanden.

Die Untersuchung zweier Vorkommen ergab folgendes:

Basaltisches Gestein vom Kahlen Berg bei Eulau westlich Bodenbach.

Infolge des Auftretens des Gesteins auf der Kreuzungsstelle des hier ungefähr WO verlaufenden Erzgebirgsbruches mit einem NS streichenden Radialbruch ist das Gestein nahezu frei von Einschlüssen. Zudem ist auch der Untergrund durch den prätretacischen Bruch, an dem das Elbtalgebirge gegenüber dem Erzgebirge abgesunken ist, gelockert. Als Einsprenglinge treten Olivin, Pyroxen, Magnetit auf. Die Grundmasse besteht entweder aus Pyroxen, reichlich Magnetit, Plagioklas, Nephelin, Apatit und spärlicher

[1] H. Bücking, Die Basalte und Phonolithe der Rhön, ihre Verbreitung und chemische Zusammensetzung. Sitzber. d. Berl. Akad. 1910. p. 490.

[2] J. Soellner, l. c. p. 541.

[3] X. Galkin, Chemische Untersuchung einiger Hornblenden und Augite aus Basalten der Rhön. Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. XXIX. p. 681.

Glasbasis, oder aber aus Pyroxen, reichlich Rhönit, sehr wenig Plagioklas, fast keinem Magnetit, Nephelin, Apatit und Glasbasis. Zwischen diesen beiden im Schliff ganz verschiedenes Aussehen gewährenden Ausbildungsformen des Gesteins gibt es Uebergänge.

Die Einsprenglinge sind im ganzen Gesteinskörper die gleichen, der Olivin ist nahezu optisch neutral, enthält also rund 10—12 % Fe_2SiO_4, häufig stark korrodiert, in den großen Korrosionsbuchten haben sich größere Plagioklasindividuen gebildet in Gesellschaft mit zierlichen Titaneisenskeletten, an die wiederum senkrecht Biotitschüppchen angesetzt sind.

Der Pyroxen ist ein Titanaugit mit starkem Sanduhrbau und mehrfacher Zonarstruktur. Häufig ist ein grüner Kern vorhanden, an den sich zunächst eine farblose Hülle, sodann eine Hülle von Titanaugit ansetzt. Orientierung und Lichtbrechung ändern sich gesetzmäßig in diesen Anwachspyramiden und Zonen.

Am meisten Interesse beansprucht natürlich der Rhönit, der in der Grundmasse auftritt und der das Aussehen der Grundmasse stark beeinflußt. Er ist einsprenglingsartig in größeren Individuen wie auch in feinen Körnern in der Grundmasse verteilt vorhanden; es entspricht sein Auftreten also dem Typus 1 von J. Soellner. Er zeigt den Pleochroismus: hellschmutziggelbgrün, dunkelbraungrün, rotbraunschwarz in der von Soellner angegebenen Orientierung. Ebenso ergibt sich eine gute Übereinstimmung in den Flächenwinkeln und Auslöschungsschiefen. Die überaus feine polysynthetische Zwillingsbildung nach b(010) ist gleichfalls häufig. Lichtbrechung ist größer als Kanadabalsam, die Doppelbrechung ist wegen der starken Eigenfarbe und der großen Absorptionsunterschiede schwer abzuschätzen. Immer sind die Individuen reichlich mit Pyroxenkörnern der Grundmasse durchspickt, woraus hervorgeht, daß der Rhönit trotz seines einsprenglingsartigen Auftretens der Effusivperiode angehört, ja sogar ein jüngerer Gemengteil ist als der Pyroxen der Grundmasse.

Abhängig vom Rhönitgehalt erweist sich nun der Gehalt an Plagioklas und Magnetit einerseits, andererseits auch das Korn des Gesteins. Die rhönitführenden Partien des Berges liefern ein bedeutend feinkörnigeres Gestein mit kleineren Einsprenglingen von Olivin und Titanaugit und einer Grundmasse fast ohne Magnetit und mit sehr wenig Plagioklas, die rhönitfreien Partien besitzen viel größere Einsprenglinge von Olivin und Augit sowie eine an den lichten Gemengteilen reichere und auch magnetitreichere Grundmasse.

Es ist also der Rhönit vertreten durch Plagioklas und Magnetit. Auf die Relation zwischen Rhönit und Magnetit haben bereits J. Soellner und X. Galkin hingewiesen. Nach Soellner (l. c. p. 502) kann man sich den Rhönit zusammengesetzt denken aus:

$$1\,Fe''\,Fe_2'''\,(Si\,Ti)\,O_6$$
$$1\,Fe''\,Al_2\,(Si\,Ti)\,O_6$$
$$1\,Mg\,Al_2\,(Si\,Ti)\,O_6$$
$$3\,(Mg\,Ca)_2\,Si\,O_4.$$

Aus diesen Formeln ersieht man, daß sich statt des Rhönits ein Gemenge von Pyroxen, Olivin, Magnetit sowie einem tonerdereicheren Mineral bilden kann. Das tonerdereiche Mineral wird wahrscheinlich ein Feldspat sein, der aus dem Magma Alkalien bindet. Ersichtlich ist nur die Bildung des Plagioklases und Magnetites, da die Olivine und Pyroxene unter den bereits vorhandenen verschwinden.

Es hat also bereits im Magma nach seiner chemischen Zusammensetzung die Möglichkeit gelegen, Rhönit zu bilden, nur ist er lediglich in lokal beschränkten Partien gebildet worden. Es sind Uebergänge im Rhönitgehalt vorhanden, die zwischen zwei Extremen schwanken. Das eine Endglied ist der reine Rhönitbasalt, das andere Endglied ist ein Nephelinbasanit.

Für die Bestandfähigkeit des Rhönits scheinen ähnliche Bedingungen zu gelten wie für die basaltische Hornblende, wenigstens findet sich Rhönit dort, wo Hornblende auch bestandfähig wäre, im Innern des Eruptivkörpers, andererseits beweisen die Pseudomorphosen nach Hornblende, in denen der Rhönit auftritt, daß doch verschiedene Existenzbedingungen für beide Minerale notwendig sind. Da der Rhönit stets nur der Effusivperiode angehört, außerdem zu den jüngeren Bildungen der Grundmasse zu zählen ist, aber nie als intratellurischer Einsprengling auftritt, darf man wohl annehmen, daß bei dem in der intratellurischen Periode herrschenden Druck und bei hohen Temperaturen Rhönit nicht bestandfähig ist, wohl aber kann Hornblende bestandfähig sein. Dagegen muß bei den Temperaturen, wie sie gegen das Ende der Effusivperiode auftreten, Rhönit bei höherer Temperatur beständig sein, auch scheint ein verhältnismäßig größerer Druck dazu erforderlich zu sein, weil der Rhönit in den inneren Partien des Eruptivkörpers auftritt. In Anlehnung an ein von Prof. F. Becke[1] gegebenes Diagramm über die Existenzbedingungen der Hornblende seien die hier geäußerten Vermutungen über die Existenzbedingungen des Rhönits gleichfalls graphisch und im Verhältnis zu denen der Hornblende wiedergegeben. (Fig. 1.)

In dieser Figur bedeutet wie im Becke'schen Diagramm die Linie $F'F$ die Grenze für die Temperaturen, bei denen die Schmelze zu erstarren beginnt, unterhalb der Linie SS ist alles erstarrt. Die Linien HH und RR sollen die oberen Grenzen darstellen, bei denen Hornblende und Rhönit noch bestandfähig sind. Die Linie AD stellt nun die Zustände dar, die ein Ergußgestein bei

[1] F. Becke, Gesteine der Columbretes. Tschermak's Min. u. Petr. Mitt. 16. p 331.

der Erstarrung durchmacht, und zwar gibt das stark ausgezogene Stück AB die Zustände wieder, die eintreten müssen, damit sich primäre Hornblende bilden kann, das gestrichelte Stück der Kurve AB jedoch die Zustände für den Fall, daß es zu keiner Bildung von primärer Hornblende kommt. Die Existenzkurve von Rhönit ist nun gegenüber der von Hornblende so eingetragen, daß die oben vermuteten Bedingungen erfüllt sind. Inwieweit diese Vermutungen in der Natur erfüllt erscheinen, ist schwer sicher zu entscheiden. Die graphische Darstellung soll nur qualitativ die Verhältnisse darstellen und ist nur auf Vermutungen gegründet.

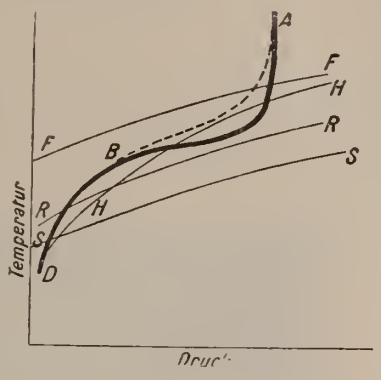


Fig. 1.

Daß Rhönit auch den Magnetit zu ersetzen vermag, spricht dafür, daß zu den Bildungsbedingungen für Rhönit auch der Umstand gehört, daß sich das Magma eisenreich erhalten kann bis zum Zeitpunkt der Rhönitbildung. Gleichzeitig geht daraus hervor, daß die Magnetitbildung nicht immer in das früheste Stadium der Gesteinsverfestigung fällt, sondern daß Magnetit auch als verhältnismäßig junger Gemengteil auftreten kann. Durch die Rhönitbildung werden dann dem Magma so viel Eisen und Tonerde entzogen, daß sich weder Magnetit noch ein Feldspat oder Feldspatvertreter mehr bilden kann.

Man könnte auch daran denken, daß zur Rhönitbildung eine bestimmte chemische Zusammensetzung vorhanden sein muß, die dadurch erreicht und erst dann erreicht wird, wenn sich die Einsprenglingsgeneration von Olivin und Pyroxen ausgeschieden hat, ohne daß dort jedoch Magnetit in größerer Menge sich gebildet hätte. Deshalb fehlt er in der Einsprenglingsgeneration und auch überall dort, wo sich viel Magnetit ausgeschieden hat. Wieso die Magnetitbildung bis zur Rhönitbildung verhindert wird, läßt sich nicht sagen. Die Analyse eines rhönitführenden Stückes dieses Gesteins ergab:

	Gewichtsprozente	Molekülprozente
SiO_2	41,91	43,57
TiO_2	3,32	2,45
Fe_2O_3	4,77	—
FeO	6,99	9,82
Al_2O_3	11,86	7,36
MgO	11,87	18,40
CaO	12,04	13,50
Na_2O	1,66	1,84
K_2O	3,68	2,45
P_2O_5	0,76	0,61
H_2O	1,82	—
	100,48	100,00

Die Osann'schen Zahlen ergaben sich folgend:

$$S = 46{,}02,\ A = 4{,}29,\ F = 38{,}65,\ C = 3{,}07$$
$$s = 46{,}0,\ a = 2{,}0,\ c = 1{,}0.\ f = 17{,}0$$
$$n = 4{,}5\,\gamma\delta,\ m = 7{,}5\,\nu q,\ k = 0{,}65.$$

Diese Zahlen führen zu dem Typus Hutberg der Familie der Limburgite und Augitite mit der Typenformel $s = 47{,}5,\ a = 2,\ c = 1,\ f = 17$ oder dem Typus Käsegrotte der Nephelinbasalte mit der Typenformel $s = 44,\ a = 2,\ c = 1,\ f = 17$. Die Projektionspunkte aller drei Gesteine fallen übereinander, nur die Kieselsäureordinaten sind verschieden. Von den Typen der Nephelinbasanite, zu denen die nicht rhönitführenden Partien des Gesteinskörpers am ehesten zu stellen wären, weicht unser Gestein ab, so daß immerhin eine, wenn auch nur geringfügige Abweichung in der chemischen Zusammensetzung dieser lokalen Ausbildungsform angenommen werden könnte.

Aus den beigegebenen Molekülprozenten läßt sich leicht ersehen, daß in reichlichem Maße Feldspatvertreter vorhanden sein müssen und daß das Fe in Orthosilikaten vertreten sein muß. Das Gestein ist bei weitem nicht mit Kieselsäure gesättigt.

J. Soellner hat einen ähnlich differenzierten größeren Eruptivkörper bei Forst in der Pfalz am Pechsteinkopf angetroffen und beschrieben (l. c. p. 528).

Ganz ähnliche Verhältnisse wie in der Quellkuppe des Kahlen Berges bei Eulau scheinen bei dem Deckenreste gewaltet zu haben, der den

Hutberg südlich Königswald bei Bodenbach

bildet. Nur ist es hier schwieriger, Vermutungen darüber aufzustellen, warum es in einzelnen Teilen zur Rhönitbildung kam, weil es sich hier um einen Deckenrest handelt, dessen ursprüngliche Form durch Errosion ganz verloren gegangen ist.

Die beiden Extreme, die hier anzutreffen sind, sind einerseits wieder ein echter Rhönitbasalt, andererseits ein Nephelinbasalt. Das gänzlich verschiedene Aussehen dieser beiden Typen wird wiederum durch den Rhönitgehalt bedingt. Der Rhönit ersetzt abermals Magnetit und Nephelin, die gleichzeitig statt Rhönit in dem Nephelinbasalt gebildeten Olivine und Pyroxene verschwinden unter den sonst im Gestein vorhandenen.

Das eine Endglied, der Rhönitbasalt, zeigt große Einsprenglinge von Olivin und Pyroxen, so daß das Gestein ein grobkörniges Aussehen gewinnt, im Gegensatz zu dem Rhönitbasalt des Kahlen Berges, der dort die feinkörnigere Varietät darstellte. Der Olivin ist negativ, $2V_a = 86^0$ entsprechend 23 % Fe_2SiO_4. Den Pyroxeneinsprenglingen fehlt durchwegs der grüne Kern, sie haben meist einen blaßvioletten bis farblosen Kern, um welchen braunvioletter Titanaugit als Hülle angelagert ist. Sanduhrbau und

Zonarstruktur fehlen auch hier nie. Die Olivineinsprenglinge überwiegen an Zahl und Größe weitaus.

Die Grundmasse besteht zum großen Teil aus einem dunkelbraunvioletten Titanaugit mit einer Auslöschungsschiefe $c\gamma$ im Mittel $= 55^0$.

Fast in gleicher Menge ist Rhönit vorhanden in großen, einsprenglingsartigen Individuen, die jedoch durchwegs der Effusivperiode angehören. Reich durchspickt mit Pyroxenkörnern, kann sich der Rhönit erst ganz zum Schluß der Pyroxenbildungsperiode ausgeschieden haben und muß eine sehr große Kristallisationskraft

Fig. 2.

besitzen, um noch solch große Individuen mit stellenweise sehr scharf idiomorpher Umgrenzung zu bilden. Neben den großen Individuen finden sich auch zahlreich in der Grundmasse verstreute kleinere Rhönitkörner. Der Rhönit zeigt den charakteristischen Pleochroismus, Zwillinge nach b(010) sind recht häufig. Auch gut kristallographisch begrenzte Schnitte senkrecht zu (010), also mit scharfer Zwillingslamellierung und einer Auslöschung von 7^0—12^0 sowie Schnitte parallel 010 mit einer Auslöschung von 39^0—40^0 lassen den Rhönit mit Sicherheit erkennen.

Neben der gewöhnlichen Zwillingsbildung nach (010)b, vergleichbar den Albitzwillingen der Plagioklase, finden sich Doppelzwillinge, von denen Fig. 2 einen zeigt.

Das in der Figur breiter erscheinende, von oben nach unten verlaufende Individuum ist nahezu genau parallel zu b(010) getroffen, das schräg von links oben nach rechts unten verlaufende Individuum ist in der Zone der b-Achse annähernd senkrecht zur c-Achse getroffen und zeigt daher scharfe Zwillingslamellen nach (010). (Ich verweise bei dieser Gelegenheit auf die von Soellner gemachte Angabe, daß wegen der großen Undurchsichtigkeit des Rhönits eine bedeutend stärkere Lichtquelle zur Untersuchung nötig ist.) Über das Gesetz, das diesem Durchdringungszwilling zugrunde liegt, lassen sich nur Vermutungen aussprechen. Es hat den Anschein, als wäre die b(010)-Fläche des einen Individuums parallel der c-Fläche (001) des anderen, als wäre die Achse a gemeinsam. Dieses Gesetz ließe sich dann mit dem Bavenoer Gesetz vergleichen.

Neben Rhönit und Pyroxen findet sich in der Grundmasse noch etwas Magnetit, ab und zu ein Körnchen Nephelin, das in der bräunlich getrübten, gekörnelten Glasbasis liegt. Apatitnädelchen sind zahlreich vorhanden, desgleichen sind häufig skelettartige Bildungen, wahrscheinlich Mikrolithe von Hornblende und Titaneisenskelette in der Grundmasse zu sehen.

Das andere Endglied, der Nephelinbasalt ohne Rhönit, ist ein feinkörniges Gestein von violettschwarzer Farbe und fast muscheligem Bruch. Es führt nur wenig Einsprenglinge von Olivin und Magnetit. Der Olivin ist optisch neutral entsprechend einem Gehalt an 10—12% Fe_2SiO_4 und häufig korrodiert. Magnetit bildet gleichfalls größere Individuen, Pyroxen ist als Einsprengling äußerst selten.

Die Grundmasse besteht aus Pyroxen, Magnetit, Apatit, Nephelin, Analcim und Glas mit Titaneisenskeletten. Magnetit und Nephelin treten reichlich an Stelle des hier nicht zur Ausbildung gelangten Rhönits auf, und zwar in wohlbegrenzten großen Kristallen.

In diesem Falle ist es schwer, über die Verhältnisse zu urteilen, die bei der Eruption diese wechselnde Ausbildung verursacht haben. Der Rhönitbasalt bildet eine auf dem Nephelinbasalt aufgelagerte Partie, vielleicht ist er nur eine Oberflächenfazies, vergleichbar manchen Glasbasalten am Rande und an den Oberflächen größerer Eruptivkörper des Böhmischen Mittelgebirges.

Zwischen den beiden Endgliedern vermitteln Gesteine mit einem Rhönitgehalt und geringerem Gehalt an Nephelin und Magnetit, als der Nephelinbasalt besitzt. Diese Zwischenglieder zeigen gewöhnlich Koagulationsstruktur, der Nephelin ist in größeren lichten Flecken angereichert, die anderen Partien sind ganz nephelinfrei und führen nur das braune Glas.

Es beeinflußt also auch hier der Rhönitgehalt wesentlich das ganze Gestein.

Beide hier angeführten Beispiele von Rhönitbasalten zeigen, daß der Rhönitbasalt ein extremes Endglied von Reihen darstellt, die von Nephelinbasalt und Nephelinbasanit zu ihm mit zahlreichen Übergängen führen. Die Bezeichnung Rhönitbasalt ist aber wohl nur bei solchen Gesteinen am Platze, die im wesentlichen aus der Kombination Olivin, Pyroxen, Rhönit gebildet sind und wenig Magnetit, Feldspäte oder Feldspatvertreter führen, dafür stellt sich ein trübes Gesteinsglas ein.

Mineralogisches Institut der Universität Wien, Jänner 1913.

Ueber eine Umwandlung von Phyllit in ein dichtes Paragonitgestein von der Korundlagerstätte am Ochsenkopf in Sachsen[1]

Von Fr. Killig in Rüdersdorf.

Der Ochsenkopf bei Schwarzenberg in Sachsen ist von alters her bekannt als Fundort von Schmirgel, der dem Phyllit lagerartig konkordant eingeschaltet war und im 18. und 19. Jahrhundert sogar bergmännisch abgebaut wurde; indessen ist von dem Bergbau heute fast nichts mehr erhalten: Schächte und Stollen sind verschüttet, und selbst die Halden kaum noch zu erkennen.

Der Korund ist unzweifelhaft regionalmetamorphen Ursprungs; die Nähe eines im Phyllit deutlich hervortretenden Kontakthofes, der vom benachbarten Eibenstocker Granitmassiv herrührt, läßt zwar eine kontaktmetamorphe Entstehung näher liegend erscheinen, doch konnte an der Hand eines Profiles, das auf Grund der Angaben in den vom Königlichen Bergamt in Freiberg zur Verfügung gestellten Akten rekonstruiert wurde, der Nachweis erbracht werden, daß zwischen Korund und Kontakthof eine mindestens 300 Meter mächtige Masse normalen unveränderten Phyllits eingeschaltet ist.

Das Hauptgestein des Phyllitgebietes um den Ochsenkopf ist ein blaugrüner oder auch grauer Phyllit von äußerst feinschieferiger Beschaffenheit und mit höchst untergeordnetem Quarzgehalt, während den Phylliten in der weiteren Umgebung ein auffallender Quarzreichtum eigen ist. Entsprechend dem schon makroskopisch festgestellten Befund erscheint der Phyllit im Schliff aus wasserhell durchsichtigen Glimmer bestehend, dessen Blättchen in Strängen angeordnet sind und nur spärlich mit Chloritblättchen, Eisenerzpartikelchen und Rutilkörnern vergesellschaftet sind, während Quarz in diesen Phylliten nur selten in Augen oder Lagen auftritt.

[1] Vergl. Mitteilungen des Naturw. Vereins zu Greifswald. 1912. p. 27 ff.: Fr. Killig: „Das Korund- und Paragonitvorkommen am Ochsenkopf bei Schwarzenberg in Sachsen". Inaug.-Diss. Greifswald.

Die chemische Untersuchung dieser quarzarmen bis -freien Phyllite ergab folgende Zusammensetzung:

	1.		2.		3.	
SiO_2	51,79	51,63	47,02	46,97	42,69	42,41
TiO_2	0,72	0,79	0,53	0,59	0,64	0,82
Al_2O_3	30,96	30,40	33,38	33,36	40,52	40,62
Fe_2O_3	0,85	0,80	0,81	0,60	0,69	0,75
FeO	1,89	1,92	2,29	2,53	1,40	1,36
MgO	1,36	1,42	2,00	1,79	1,83	1,97
CaO	0,69	0,85	1,07	0,95	0,71	0,75
Na_2O	0,90	1,13	1,05	1,13	0,83	0,70
K_2O	4,96	5,11	6,14	6,12	5,99	5,50
H_2O	6,08	6,09	5,79	6,07	5,59	5,10
CO_2	—	—	Sp.	Sp.	—	—
P_2O_5	—	—	Sp.	Sp.	—	—
	100,20	100,14	100,08	100,11	100,89	99,99

1 Phyllit mit untergeordneten Quarzlagen. Halde am Ochsenkopf.
2. } Feinschuppiger quarzfreier Phyllit vom verschütteten Schacht.
3. }

Auffällig an diesen Analysen ist der hohe Alkali- und Tonerdegehalt der Gesteine. Diese chemische Zusammensetzung ist jedoch nicht nur für die Phyllite des engeren Ochsenkopfgebietes charakteristisch, sondern auch für entsprechende Gesteine aus der weiteren Umgebung, so z. B. für einen äußerlich sowohl wie mikroskopisch sich vom Ochsenkopfphyllit kaum unterscheidenden Phyllit vom oberen Sachsenstein, nördlich vom Ochsenkopf, und von einigen Aufschlüssen in Bockau am Fuße des Ochsenkopfes. Äußerlich durch seine schwarze Färbung und mikroskopisch durch einen Feldspat- und Granatgehalt scheint ein Phyllit von der „Neubeschertglückfundgrube" bei Antonsthal am Ochsenkopf aus der Reihe herauszufallen; wie die andern Phyllite zeigt jedoch auch dieser den hohen Alkali- und Tonerdegehalt. Von allen aus der Umgebung des Ochsenkopfes untersuchten Phylliten weicht nur ein sich äußerlich wie mikroskopisch von den andern nicht unterscheidendes Gestein vom Turm an der „Morgenleithe" durch einen auffallend niedrigen Alkaligehalt von den übrigen ab.

Die Analysen dieser Phyllite ergaben:

	4.	5.	6.	7.	8.
SiO_2	42,81	42,66	58,41	52,54	48,07
TiO_2	0,90	0,61	0,60	0,56	0,50
Al_2O_3	30,83	38,34	23,82	32,77	37,19
Fe_2O_3	3,71	0,72	0,75	0,95	1,00
FeO	2,26	1,20	1,22	1,54	2,42
MgO	3,46	2,20	1,71	1,36	1,69
CaO	1,76	0,85	1,17	0,95	1,05
Na_2O	0,61	1,01	1,36	0,82	0,37
K_2O	7,17	6,61	6,72	3,32	1,88
H_2O	5,62	5,88	4,22	5,27	5,80
CO_2	0,82	Sp.	—	—	—
P_2O_5	0,15		—	—	—
	100,10	100,08	99,98	100,08	99,97

4. Schwarzer Feldspatphyllit von der „Neubeschertglückfundgrube“ bei Antonsthal.
5. Phyllit, quarzführend, oberer Sachsenstein.
6. Phyllit mit Spuren kontaktmetamorpher Veränderungen, Bockau.
7. Phyllit, quarzführend, schieferig, Bockau.
8. Phyllit, Turm an der Morgenleithe.

Der Korund kommt in den Phyllitmassen am Ochsenkopf in grobkristallinen, schwarzblauen Knollen meist in einem ebenfalls schon den alten Mineralogen wohlbekannten dichten Gestein vor, dessen Beschaffenheit einer Bestimmung nach rein äußerlichen Kennzeichen große Schwierigkeiten bereitete; die hellgrauen oder bräunlichgrauen, bisweilen auch rötlichen oder zart grünen Massen wurden bald mit Agalmatolith, bald mit Nephrit, Talk usw. identifiziert. Eine eingehende chemische Untersuchung dieser dichten Gesteinsmassen und der zahlreichen Abarten ergab jedoch, daß es sich hier um eine dichte Varietät von Paragonit handelt.

Da man in den wenigen aus Sammlungen stammenden Stücken — an Ort und Stelle war Korund nicht mehr zu finden — meist Korund und Paragonit nebeneinander vorfindet, liegt die Annahme nahe, daß beide in einem genetischen Zusammenhang stehen, und es ist in der Tat bereits einmal der Versuch gemacht worden, auf Grund des Zusammenvorkommens von Korund und Paragonit einen Schluß auf die Entstehung des letzteren zu ziehen. F. A. Genth stellt in seiner Arbeit „Über Korund, seine Umwandlungen und die ihn begleitenden Mineralien“[1], in der er für eine große Anzahl von Korundvorkommen auf Grund von mehr oder minder deutlichen Pseudomorphosen Umwandlungen von Korund in die verschiedensten Mineralien: Glimmer, Andalusit, Cyanit und andere tonerdereiche Substanzen unzweifelhaft nachgewiesen hat, den Paragonit vom Ochsenkopf als ein Umwandlungsprodukt des Korunds hin.

Indessen beweisen der geologische Befund und die petrographische Untersuchung, daß der Paragonit nicht aus Korund entstanden sein kann. Für das geologische Vorkommen ließen die Angaben in den Akten über den Bergbau erkennen, daß zwar der Korund nur auf einen bestimmten Horizont im Phyllit beschränkt war, das Auftreten des Paragonits aber keineswegs an das des Korunds gebunden war; der Paragonit durchsetzte immer in unregelmäßigen, sich verzweigenden Trümmern und Schmitzen, die sich im Phyllit vielfach verloren, in beliebigen Richtungen den immer gleichmäßig unter dreißig Grad nach Westen einfallenden Phyllit, trat also völlig unabhängig vom Fallen und Streichen desselben auf und zeigte somit auch geologisch keinerlei genetische Beziehungen zum Korund und dessen Auftreten. Hingegen ließ die petrographische Untersuchung einiger Handstücke unzweideutig

[1] Journ. f. prakt. Chemie. 1874. 9. p. 93.

erkennen, daß der Paragonit aus dem Phyllit hervorgegangen ist: es fanden sich Stücke, die alle denkbaren Übergänge von Phyllit in Paragonit bisweilen auf engstem Raume vereinigt zeigen.

Ein Handstück besteht z. B. an einer Ecke aus normalem schwarzgrünem Phyllit, der die feinglimmerige Beschaffenheit und den ausgezeichneten Seidenglanz zeigt, die den Phylliten der Gegend um den Ochsenkopf allgemein eigen sind; einige Zentimeter weiter wird diese Masse einen Schein heller, dann grau, wobei sie den Glanz verliert und einen stumpfen Schimmer erhält, hierauf allmählich rötlichgrau, und schließlich besteht das Handstück aus jenem hellen, bräunlichgrauen, dichten Paragonit, wie er von allen Handstücken des Vorkommens am Ochsenkopf, mögen sie nun Korund führen oder nicht, bekannt ist. Sowohl an diesem eben beschriebenen Handstück als auch an größeren Blöcken von dichtem Paragonit läßt sich jedoch gewöhnlich eine undeutliche, verwischte Schieferung, zum mindesten jedoch immer noch eine Art roher Lagenstruktur erkennen, die sich aus dem Phyllit, wo sie deutlich ausgeprägt ist, durch eine Übergangszone in das Paragonitgestein hinein verfolgen läßt. An einigen Handstücken desselben tritt besonders auf Klüften noch ein feiner Saum eines blätterigen Minerals auf, das schließlich auch in Nestern in größeren Mengen gefunden wurde und auf Grund seines mineralogischen Verhaltens sowie einer Analyse ebenfalls als Paragonit bestimmt wurde, — das erste bis jetzt beobachtete Vorkommen von blätterigem Paragonit.

Wie makroskopisch läßt sich auch mikroskopisch der Übergang des Phyllits in Paragonit beobachten: die farblose, etwas trübe Glimmermasse des Phyllits mit den geringen Mengen von Chlorit und Eisenerzpartikelchen bekommt allmählich einen helleren Ton, indem Chlorit und Eisenerze seltener werden. Die begleitenden Bestandmassen erscheinen etwas zersetzt und verschwinden schließlich ganz, während die im Phyllit seltenen goldgelben Rutilkörnchen im Übergang zahlreicher werden; im Paragonitgestein erfüllen sie schließlich in Scharen oder auch zu Flecken und Schlieren vereinigt das Gesichtsfeld, das besonders bei Abblendung des Lichtes in unzähligen Pünktchen goldgelb aufleuchtet. Zweifellos gehen diese Rutilmengen aus den Eisenerzpartikelchen hervor, da, wie die nachfolgenden Analysen zeigen, eine Zunahme von Titansäure im Paragonitgestein nicht zu verzeichnen ist.

Die chemischen Analysen einer Reihe von Proben, die einem oben beschriebenen Handstück entnommen wurden, bestätigen die mit dem unbewaffneten Auge und dem Mikroskop beobachtete Umwandlung des Phyllits; der auffällig hohe Kaligehalt desselben macht nach und nach einem zunehmenden Natrongehalt Platz, und das Kali wird schließlich bei den reinsten Varietäten des Para-

gonitgesteins bis auf wenige Zehntelprozente durch Natron ersetzt. Die Analysen ergaben folgende Werte:

	5.	9.	10.	11.	12.	13.	14.
SiO_2 . . .	42,66	43,09	44,82	44,54	43,86	44,01	45,12
TiO_2 . .	0,61	0,57	0,60	0,62	0,57	0,67	0,71
Al_2O_3 . .	38,34	38,03	38,54	38,79	37,21	39,14	39,57
Fe_2O_3 . .	0,72	0,83	0,45	0,41	0,73	0,62	0,31
FeO . . .	1,20	1,90	0,20	0,15	1,90	0,16	Sp.
MgO . .	2,20	1,11	0,59	0,36	0,28	0,22	0,11
CaO . .	0,85	0,82	0,67	0,79	0,78	0,65	0,49
Na_2O . .	1,01	1,12	3,28	4,87	5,23	7,03	7,94
K_2O . . .	6,61	7,31	5,32	3,88	3,62	1,76	0,47
H_2O . . .	5,88	5,33	5,67	5,58	5,80	5,82	5,50
	100,08	100,11	100,14	99,99	99,98	100,08	100,22

[5. Normaler Phyllit, vom oberen Sachsenstein (zum Vergleich).]
9. Phyllit, normal.
10. Phyllit mit ersten Anzeichen einer Veränderung.
11.—12 Übergänge.
13. Dichter Paragonit, grau.
14. Dichter Paragonit, grau bis rosa.

Das Material zu den Analysen wurde einem einzigen Handstück entnommen.

Es seien noch einige Analysen von Stücken angeführt, die zwar nicht den Zusammenhang zwischen Phyllit und Paragonit unmittelbar erkennen ließen, aber zweifellos derartigen Übergangsstücken entstammen, und zeigen, wie mannigfach das Verhältnis von Kali und Natron in diesen Stücken bei äußerlich geringfügigen Unterschieden sein kann; die Analysen ergaben:

	15.	16.	17.	18.
SiO_2	44,02	44,67	45,14	44,58
TiO_2	1,10	0,35	0,33	1,13
Al_2O_3	38,92	36,17	39,38	39,87
Fe_2O_3	0,41	0,87	0,74	0,70
FeO	0,15	0,14	0,16	0,18
MgO	0,10	0,82	0,35	0,55
CaO	1,03	2,32	0,73	0,49
Na_2O	4,47	5,08	3,98	3,10
K_2O	4,06	5,00	4,85	4,04
H_2O	5,76	4,60	4,26	5,34
	100,02	100,02	99,92	99,98

15.—18. Übergänge von Phyllit in Paragonit.

Die Werte für Kali und Natron dieser Analysen entsprechen Zwischengliedern, die in der vorigen Analysenreihe offenbar nur fehlen, weil das Handstück die Gewinnung von Material zu einer größeren Anzahl Analysen nicht gestattete; aus beiden geht jedoch

mit Sicherheit hervor, daß im dichten Paragonit tatsächlich ein Umwandlungsprodukt des Phyllits vorliegt.

Bei der Frage nach der Ursache der Umwandlung muß man zunächst in Betracht ziehen, daß am Ochsenkopf das Paragonitgestein überall da, wo es in Verbindung mit Phyllit zu beobachten war, fast ausschließlich auf Klüften auftritt, von denen aus die Umwandlung vor sich gegangen zu sein scheint. Besonders bedeutungsvoll aber ist der Umstand, daß nach Angabe der Akten über den Bergbau — auf den Halden ist auch davon nichts mehr zu finden — in Verbindung mit Paragonit meistens beträchtliche Lagerstätten von sulfidischen Erzen auftraten; dies deutet darauf hin, daß auf Klüften aufsteigende wässerige Lösungen den Anlaß zur Umwandlung des Phyllits in Paragonit gaben. Die natronzuführenden Wasser sind vielleicht als eine Folgeerscheinung der Eruption des benachbarten Eibenstocker Granitmassivs aufzufassen.

Auch bei der Betrachtung anderer Erzlagerstätten kann man häufig ebenso wie am Ochsenkopf feststellen, daß vielfach die Gesteine in Verbindung mit der Erzablagerung eine teilweise schon äußerlich sichtbare Umwandlung erlitten zu haben scheinen. Es sei hier erinnert an die dem Paragonitgestein vom Ochsenkopf ganz ähnlichen Bildungen von ungarischen Erzlagerstätten wie Schemnitz[1], Nagyag[2], Felsö Remete[3] und Kapnik[4], sowie von einem japanischen Bergbau in Satsuma[5]: von allen diesen Orten sind Gesteine bekannt, die durch ihren Zusammenhang mit anderen Gesteinen erkennen lassen, daß sie aus diesen zweifellos unter der Einwirkung der erzablagernden Lösungen hervorgegangen sind. Merkwürdigerweise werden sie alle ohne Rücksicht auf ihre chemische Zusammensetzung, die meistens noch gar nicht ermittelt ist, ohne weiteres als Agalmatolithe bezeichnet. Zu der gleichen Art von Gesteinen gehört das sogenannte „Weiße Gebirge" von Holzappel a. d. Lahn, Wellmich und Wehrlau am Rhein, wo der Zusammenhang der Umwandlung der Gesteine mit der Erzablagerung zuerst von A. Bauer[6] erkannt wurde; die gleiche Erscheinung stellte A. v. Groddeck[7] im Anschluß an Bauer's Arbeit an Gesteinen von Erzlagerstätten von Mitterberg in Salzburg und

[1] Berichte über d. Mitt. v. Freund. d. Naturw. i. Wien, ges. v. Haidinger. 6. 1846—50.

[2] Jahrb. d. geol. Reichsanst. 8. p. 717; ferner: Klaproth, Beiträge. 2. p. 21.

[3] F. v. Richthofen: Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 13. p. 261.

[4] Jahrb. d. geol. Reichsanst. 2. p 245.

[5] F. v. Richthofen: Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 13. p. 261.

[6] Karsten's Archiv. 1841. 15. p. 137.

[7] N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. II. 1883—84. p. 72.

Agordo in den Venetianischen Alpen fest, wo die Bildung der als „Lagerschiefer" bezw. „Weiße Schiefer" bezeichneten glimmerigen und sich ebenfalls fettig anfühlenden Gesteine im wesentlichen in einer Sericitisierung des Nebengesteins in Verbindung mit der Erzablagerung besteht.

Das Paragonit- und Erzvorkommen am Ochsenkopf unterscheidet sich von den vorgenannten Lagerstätten wesentlich dadurch, daß bei jenen eine wenn auch sich meist in sehr beschränkten Grenzen haltende Zuführung von Kali stattfand, während hier natronhaltige Lösungen in Verbindung mit den erzablagernden Prozessen eine Verdrängung des Kaligehaltes verursachten; somit ist hier im Gegensatz zu der Sericitisierung bei den vorgenannten Lagerstätten zum ersten Male eine „Paragonitisierung" des Nebengesteins beobachtet worden.

Ueber sarmatischen Dacittuff in der Umgebung von Nagyenyed nebst einigen Bemerkungen zur Arbeit des Herrn St. Gaál.

Von Dr. **Franz von Pávai-Vajna.**

Mit 3 Textfiguren.

(Schluß.)

Nun aber zur Sache!

Ich ersuche Herrn Privatdozenten Dr. Stephan Gaál und alle diejenigen, die den bewußten Artikel gelesen haben, sie mögen in erster Reihe zur Kenntnis nehmen, daß ich nicht betreffs des „Părău Lazului" nachgewiesen habe, daß dort „die auf den unteren Horizont gelagerten sandigen, schotterigen Sedimente Blöcke des unteren Horizontmaterials enthalten". Ich habe mich nämlich in diesem Sinne nur über Părău Bârsâ geäußert, nachdem meine Untersuchungen hauptsächlich darauf Bezug haben. Jedoch muß ich hier auch sogleich eingestehen, daß ich den von Herrn Gaál erwähnten unteren Horizont damals noch nicht als „anstehend" konstatiert habe und in Oláhlapád auch noch heute nicht kenne und daher die sandigen, schotterigen Sedimente auch nicht darauf lagern lassen konnte. Ferner konnte Herr Gaál „die fossilienführenden Blöcke" gar nicht untersuchen, weil von diesen nur einer zurückgeblieben ist, die anderen habe ich selbst aufgearbeitet. Dieser eine jedoch, welchen ich ihm gezeigt habe, stammt überhaupt nicht aus den Sedimenten des unteren Horizontes und ich erwähne die *Cerithium-*, *Hydrobia-*, *Limnocardium-* etc. Arten nicht aus diesem, sondern führe *Modiola volhynica*, eine gestreckte *Tapes* sp. und *Cardium lithopodolicum* an; es ist also wieder von etwas anderem die Rede, als wovon ich geschrieben habe. Ja selbst wenn er an

das Fossilienmaterial der „Fossiliennester" gedacht hätte, würde seine Behauptung nicht den Tatsachen entsprechen, weil ich doch diesbezüglich ganz bestimmt hervorgehoben habe, daß dort wieder die „Serpeln, Ervilien, Hydrobien und Bullen die Hauptrolle spielen, und zwar in verhältnismäßig großen Individuen und in einer großen Artenanzahl", wie auch an anderen Stellen, wo wir es mit untersarmatischen Sedimenten zu tun haben und überhaupt nicht die *Cerithium*-, *Hydrobia*-, *Limnocardium*-Arten, wie das Herr Gaál schreibt. Sodann erlaube mir Herr Gaál noch, daß ich, in Erinnerung an die oben erwähnte *Donax*-Art, das Vorkommen von *Dreissensia polymorpha* Pall. nov. var. und *D. Bugensis* Andruss., welche aus dem in Frage stehenden Blocke herstammen sollen, anzweifle, da sowohl ich selbst, wie alle diejenigen, die aus diesem Blocke Fossilien gesehen haben, nur Modiolen statt Dreissensien

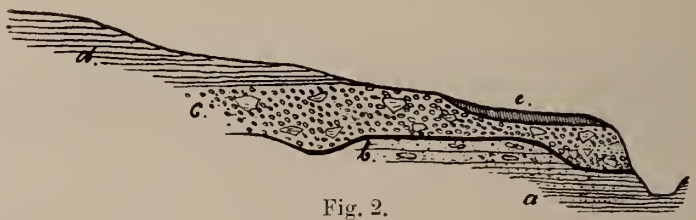


Fig. 2.

Profil der Părău Bârsâ bei Oláhlapád nächst des dritten linken Seitengrabens.
a. = sarmatischer Ton; *b.* = sarmatischer sandiger Schotter mit Gerölle und Konglomerat; *c.* = pannonischer Sand und Schotter mit großem Gerölle; *d.* = pannonischer *Planorbis*-Mergel; *e.* = pleistocänes lößartiges Gestein und roter Ton.

erkannt haben. Übrigens möge er meine Zweifel hauptsächlich jenem Umstande zuschreiben, daß er mir die fraglichen Fossilien trotz meiner Bitte nicht zur Besichtigung übersendet hat.

Schon aus dem bisher Gesagten ist es klar, mit welcher geringen Gründlichkeit Herr Gaál die Artikel anderer Leute handhabt und die eigenen verfaßt.

In Oláhlapád bestehen die sarmatischen Ablagerungen, wie ich das schon in meiner Abhandlung wiederholt hervorgehoben habe, aus dunklem bläulichgrauem Ton, sandigem feinkörnigem Schotter und gröberem sandigem Schotter, welche sehr häufig konglomeratisch sind. In diesem kommen die pannonische Stufe bezeichnende Fossilien überhaupt nicht vor. Im Travás-Walde zeigt die Oberfläche dieser Ablagerungen Auswaschungen, welche als von einer einheitlichen Decke von grobkörnigem losem, weniger sandigem stark abgerolltem Schotter ausgefüllt werden (Fig. 2). In diesen Ablagerungen sind die sarmatischen

Ablagerungen brüchig, stark abgerollt; die Fossilien der unterpannonischen Stufe kommen darin in größerer Anzahl vor, so z. B.: *Congeria Partschi, ornithopsis, subglobosa, Melanopsis Martiniana, M. vindobonensis* usw. Mit einem Worte, wir können zwischen den beiden Sedimenten eine petrographische Abweichung gut, eine erosionale Auswaschung, eine Verschiedenheit der Fauna gut sehen, was jedoch Herrn Gaál noch immer nicht genügt, beziehungsweise sieht er auch dies nicht richtig, denn er schreibt, daß „bei der Einmündung des dritten Nebengrabens diese Schichte neuerdings auftaucht, hier jedoch schon Schotter ist". Das heißt, er sieht etwas, sagt aber trotzdem: „Pávay hat von diesem Orte ein Profil gezeichnet, doch muß ich bemerken, daß er dieses einheitliche Glied unrichtigerweise in b- und c-Schichten trennt und noch weniger kann man die c-Schicht als pannonisch bezeichnen." „Dasselbe steht auch von dem Profil von Puszta und Olán (p. 412)." (Gaál, l. c. p. 445.)

Herr Gaál möge mir erlauben zu bemerken, daß diese charakteristische Verneinung ohne jede Begründung etwas Ungewohntes ist. Unwillkürlich fällt mir dabei der Fall ein, als er das Vorkommen der *Campylea banatica* (Partsch) Rm. in den Pleistocän-Ablagerungen halb und halb nur darum abgeleugnet hat[1], um in eben derselben Mitteilung mit seinen Gyertyánoser Exemplaren beweisen zu können, daß diese Art tatsächlich auch bei Miriszló im Pleistocän existiert haben konnte. Herr Gaál täuschte sich außerordentlich, wenn er dachte, daß ich ein derartiges Vorgehen auch zum zweiten Male stillschweigend hinnehme, muß aber zugleich ungemein bedauern, daß ich als junger Mensch auch so etwas bemerke, was er und andere erst später gesehen haben.

Nachdem ich aber befürchte, daß Herr Gaál zu guter Letzt irgendwo auch noch das beweist, daß meine beanstandeten Profile dennoch richtig sind, beeile ich mich, nochmals auf jene schon wiederholt hervorgehobene Verschiedenheit der petrographischen Verhältnisse und der Fauna wie auch auf die Erosionsauswaschung hinzuweisen. Nun glaube ich aber, bleibt Herr Gaál der einzige Fachmann, der es bezweifelt, daß an der in Rede stehenden Stelle die Sedimente verschiedenen Alters aufeinander lagen. Ferner dürfte mich Herr Gaál noch aufklären, warum „die C-Schichte noch weniger pannonischen Alters sein kann" (l. c. p. 445), wenn er doch in deren Fortsetzung (laut Gaál!) auf die Schalen der *Congeria Partschi* Crjz. gestoßen ist (l. c. p. 445). Hat er dieses Fossil auch in sarmatischen Ablagerungen aufgefunden? Wirklich schade, daß er dies zu publizieren vergessen hat.

[1] St. Gaál. Neuere Beiträge zur Verbreitung von *Campylaea banatica* im Pleistocän. Földt. Közl. **40**. p. 263.

Wenn nun Herr Gaál meine Neugierde derart gespannt hat, so möge er mir noch die Frage erlauben, weshalb ich stellenweise auch solche Schichten als sarmatisch betrachtet habe, „die dickschalige Congerien enthalten“ (l. c. p. 446). Es dünkt mir, er spricht hier schon wieder von etwas anderem, als was ich geschrieben habe.

Schließlich muß ich noch im Zusammenhange mit diesen sandigen schotterigen Ablagerungen meiner Freude Ausdruck verleihen, daß er darauf hinweist, daß dieselben wahrscheinlich im Weichbilde der Gemeinden Csákó, Miriszló und Örményes aufzufinden sind; nur schade, daß ich dies schon seinerzeit festgestellt habe. Auch dies scheint seiner Aufmerksamkeit entgangen zu sein, geradeso wie jener Umstand, daß ich der Wagehals war, der im

Fig. 3.

Die kleine Synklinale der Falte bei Marosgombás, bevor Herr Gaál sie aufschloß.

Marosgombáser Park auf jene gewisse steile Synklinale gestoßen ist. Das Charakteristischste ist aber dennoch, daß Herr Privatdozent Gaál diese erst noch „aufschließen“ mußte, um zu sehen, mit was er es zu tun habe, wo wir doch zur selben Zeit, als Herr Gaál mit uns dort war, das Ganze derart gut gesehen haben, daß mein Kollege diese Stelle sogar gleich photographiert hat. (Fig. 3.) Es wäre angezeigt gewesen, wenn er auch in Lapád derartige Aufschlüsse gemacht hätte, dann würde er vielleicht auch das erblickt haben, was andere auch so sehen, weil wahrlich nicht alle Grenzen so scharf sind wie „zwischen dem Liegenden des *Planorbis*-Sandmergels (Páyay, Fig. 21 Schicht d) und dem früher oben charakterisierten Schotter“. Ferner sagt Herr Gaál: „Aber auch von der Lagerung von Oláhlapád konnte ich feststellen, daß sich das im Hangenden des B-Horizontes befindliche Sediment unmittelbar oder übergänglich auflagerte. Wenn wir

aber voraussetzen, daß auf den mittleren Abschnitt des Obermiocäns (Senkung) im oberen Horizont eine Hebung folgte, so müßten die Beweise dessen gerade im Strandgürtel am besten zu sehen sein" (l. c. p. 446). Ich bezweifle demnach die Genauigkeit des Herrn Gaál, nachdem er doch die Erosionsspuren an einer ganz anderen Stelle, als an der von mir beschriebenen, sucht. Zwischen den sandigen und schotterigen Ablagerungen der sarmatischen und pannonischen Stufe sind diese zu finden und nicht über den letzteren.

In Anbetracht der Methode und wie Herr Gaál in der Umgebung von Nagyenyed und Oláhlapád gearbeitet hat, können wir getrost sagen, daß auch seine weiteren auf die Stratigraphie des Siebenbürger Beckens bezüglichen Daten nicht besser und um keinen Haarstrich verläßlicher sind. Gewiß liegt auch dort der Fehler nicht in den bewußten Schichten, sondern darin, daß Herr Gaál das Siebenbürger Becken nicht genügend kennt, da sich seine Beobachtungen nur auf einzelne Partien desselben und auch hier nur auf einzelne Glieder des Neogens beschränken. Daß er daraus dennoch hochwichtige Folgerungen gezogen hat, tat er wahrscheinlich in dem Glauben, daß „er als einziger Kenner der Siebenbürger neogenen Bucht" über alle Kritik erhaben steht. Soviel ist gewiß, daß nur derjenige einen solchen Artikel verfassen kann, der vergißt, daß auch noch andere in dieser Gegend arbeiten, die man nicht mit dem einfachen Wort, sondern mit der Kraft der Beweise überzeugen muß.

Nun aber zur Tektonik, da sich Herr Gaál im Siebenbürger Becken auch damit befaßt hat. Seine Aufgabe war wenigstens teilweise diese und zwar der schönste Teil der tektonischen Aufnahme. Leider hat aber diese Arbeit, nach meiner Meinung, keine genießbaren Früchte gezeitigt, statt schön ausgearbeiteter Profile. Es hat sich das Wunder ereignet, daß dort, wo 15—20 Fachleute die im Becken befindlichen Faltungen erblickt haben und deren Verlauf ein ganzes Heer von ausführlich arbeitenden Geologen mit tausend und abertausend Fallmessungen bewiesen haben, Herr Gaál gar nichts gesehen und die Schichten des Beckeninnern in einer horizontalen, ursprünglichen Lagerung gefunden hat, und zwar nach einer sehr eingehenden Untersuchung, was am besten seine 30—40, sage dreißig bis vierzig an verschiedenen Punkten des Beckens vorgenommenen Messungen des Fallens und Streichens beweisen. Mit geringer Mühe können wir diese auf seiner Karte auffinden. Allerdings liefern diese nicht den Beweis von einer horizontalen Lagerung, was jedoch den Herrn Privatdozenten Gaál nicht in Verlegenheit setzt, weil doch „laut den neuesten meeresforschenden Expeditionen auch mit 15° einfallende, ursprüngliche Schichtungen vorkommen". Statt sich an die Meeresforscher zu wenden, wäre es viel besser gewesen, wenn Herr Gaál die durch

ihn vertretene Siebenbürger neogene Bucht zurate gezogen hätte. Er hätte dort zwischen den ungestörten Schichten der Uferablagerungen auch noch steiler einfallende gefunden, hätte aber nicht einmal in diesem Falle recht gehabt, weil es im Innern des Beckens keine Ufer gegeben hat, und wenn es auch solche in der Tiefe gegeben hätte, so hätten diese kaum, nach einer Bedeckung durch Tone, Sande, welche einige hundert Meter mächtig sind, auch Herrn Gaál zuliebe nicht, ihre Wirkung an der heutigen Oberfläche wahrnehmen lassen. Oder ist es vielleicht eine besondere Laune des Schicksals, daß auf jenen seiner Angabe nach nicht existierenden Antiklinalen gerade im Innern des Beckens in vielen Kilometern Entfernung voneinander die Gasbrunnen durchgehends alle das Gas nur so ausströmen lassen, dessen Quantität heute täglich mehr als 2 000 000 Kubikmeter beträgt, was wir gerade jenen verleugneten Antiklinalen wie auch jenen wahren Fachleuten verdanken, die jene erkannt haben? Vielleicht ist auch das ein bloßer Zufall, daß eben diese Falten in der Tiefe ein bedeutend steileres Einfallen aufweisen?

In diesem Falle ist meiner Meinung nach wieder nur Herr Privatdozent Gaál der einzige Fachmann, dem ich beweisen muß, daß die Schichtenneigungen von 2, 4, 8, 16°, bei ihrer entgegengesetzten Richtung nichts als Beweise einer antiklinalen Lagerung sind, daß ferner der Antiklinale von Sárnsás auch noch in ihren Krümmungen 8—10 andere Falten parallel folgen, deren steiles, 50—60—80° betragendes Einfallen auch er gegen den Beckenrand zu erblickt hat. Ich kann es selbst von seinen Schülern nicht voraussetzen, daß sie, wenn er ihnen auf der Karte eines Beckens auch nur mit 2—3° in entgegengesetzter Richtung in länglich dahinziehenden, sich krümmenden Reihen in einigen Zentimeter Entfernung voneinander die Streich- und Fallzeichen aufzeichnet, nicht erkennen würden, daß die Schichten dieses Beckens von irgendeinem tektonischen Vorgang berührt wurden.

Nach meiner persönlichen Auffassung gesellt sich hierzu noch Unkenntnis des Terrains, denn ich kann nicht verschweigen, daß Herr Gaál schreibt: „an der südlichen Uferlinie ist die Schichtung in den neogenen Ablagerungen im allgemeinen horizontal", wo ich doch am rechten Ufer des Oltflusses am Fuße der Fogaraser Berge an den Antiklinalen der mediterranen und sarmatischen Schichten 20°, 15°, 29°, 70° Einfallen gemessen habe? Ferner glaube ich, daß Herr Gaál mit folgenden Äußerungen Verwirrungen anrichtet: „In der Umgebung von Nagyenyed, ferner bei Kis-Akna, Kerelö Szt. Pál, Bázna, aber hauptsächlich in der Gegend von Szászrégen erscheinen den NW—SO streichenden Falten und besonders Brüchen des Mittelmiocäns gegenüber NO—SW verlaufende tektonische Dislokationen des Obermiocäns." Wo er doch selbst

anerkennt, daß die Schichten der sarmatischen und pannonischen Stufe auch gefaltet sind, und zwar, wie ich es mit zahllosen Messungen, die ein Einfallen nach 3,14, 4,15 und 2,13 Stunden ergaben, beweisen kann, in NW—SO streichenden Falten. Nun sind aber die sarmatischen und pannonischen Ablagerungen auch nach der Ansicht des Herrn Gaál obermiocänen Alters, konnten sich daher noch vor ihrer Geburt im Mittelmiocän nicht gefaltet haben. Daraus folgt, daß auch die NW—SO streichenden Faltungen und Brüche kein mittelmiocänes Alter besitzen.

Natürlicherweise wird der, der diese Faltungen in der Natur selbst noch nie studiert hat und der sich nicht einmal der Mühe unterworfen hat, z. B. die Arbeiten von Mrazec durchzusehen, welche sich mit den Faltungsverhältnissen eines ähnlichen Gebietes befassen, oft sehr eigentümliche Faltungsformen finden. Es scheint, daß er nicht einmal die Zeichnungen Lóczy's angesehen hat, welche dieser nach Mrazec mitteilt, obwohl er jenen Artikel, welchem diese beigefügt sind, ganz gewiß erhalten hat. Nur so ist es zu verstehen, daß Herr Gaál in seiner Kritik betreffs der durchspießenden Falten dergleichen Fragen stellen kann: „Was hält dann die Decke starr unbeweglich angespannt, als die von unten wirkende Kraft den Kern hineindrückt?" Diese Frage verrät deutlich, daß er von der ganzen Sache nur den Namen kennt.

Das aber müßte er dennoch wissen, daß auch jene Deckschichten eine gewisse Festigkeit und einen Widerstand besitzen, durch dessen Überspannung infolge des Druckes der tieferen Schichten jene zerreissen, verdünnt werden und jene tieferen älteren Sedimente unter den weiteren Faltungsprozessen sehr schön zwischen die viel jüngeren Produkte hineingeraten, ohne irgendwelche größere Hexerei. Wenn wir noch hinzufügen, daß der diapyre Kern nicht im Zeitraume eines Augenblickes zur Geltung gelangt wie eine gutgeartete Kanonenkugel, sondern Jahrtausende hindurch, so dürfte es vielleicht genügend klar sein, wie unwahrscheinlich die Frage des Herrn Privatdozenten Gaál für jeden ist, der betreffs der Durchspießungsfalten nur einigermaßen orientiert ist.

Schemnitz (Selmecbánya), den 24. Januar 1913.

Ueber das Alter der Moräne am Emmerleff-Kliff und die Beweiskraft der „Leitgeschiebe" für das Alter der Moränen.

Von **C. Gagel.**

In meiner kleinen Notiz: Über einen Grenzpunkt der letzten Vereisung (des Oberen Geschiebemergels) in Schleswig-Holstein [1]

[1] Jahrb. d. pr. geol. Landes-Anst. 1907. 28. p. 581.

habe ich mich bemüht, den Beweis dafür schlüssig zu machen, daß die Hauptmoräne des Roten Kliff auf Sylt zur Haupteiszeit gehöre und daß im Gegensatz dazu im Emmerleff-Kliff, 25 km östlich davon, schon die Moräne der letzten Vereisung, der Obere Geschiebemergel, vorhanden sei. Ich habe darin betont, daß die früher schon vorgebrachten Beweise, besonders die von Zeise und Petersen, für dieses Alter der Roten Kliff-Moräne schon sehr einleuchtend seien — insbesondere die ungemein intensive, bis auf fast 20 m Tiefe herunterreichende Verwitterungszone dort im Roten Kliff —, daß aber, um diesen Beweis schlüssig zu machen, noch der Nachweis einer in demselben Gebiet und unter denselben klimatischen Bedingungen abgesetzten, aber wesentlich weniger stark verwitterten Moräne erforderlich sei, damit der schon mehrfach gemachte Einwand, die Hauptmoräne des Roten Kliff könne doch eventuell Moräne der letzten Eiszeit (Oberer Geschiebemergel) sein, der nur unter den abweichenden klimatischen Bedingungen der Nordsee so wesentlich weiter verwittert sei, als die gewöhnliche Obere Moräne hinter (östlich) der großen Endmoräne, seiner anscheinenden Beweiskraft entkleidet würde.

Diesen bis dahin fehlenden Schlußpunkt des hier an dieser Stelle besonders nötigen und wichtigen einwandfreien Beweises glaube ich in der völlig frischen, z. T. noch blaugrauen Moräne des Emmerleff-Kliff an eben derselben feuchten Nordseeküste und nur 25 km vom Roten Kliff entfernt gefunden zu haben und habe als Verstärkung des so von mir m. E. schlüssig gemachten Beweises nebenher noch die anscheinend abweichende Geschiebeführung des Emmerleff-Kliff, die Führung einer großen Untereocänscholle und das anscheinende Fehlen norwegischer Geschiebe, von denen ich bei zweistündigem Suchen keins gefunden hätte[1], herangezogen.

In seiner letzten Arbeit über Sylt[2] sucht nun Herr Stolley aus der Geschiebeführung der Emmerleff-Kliff-Moräne, die „neben reichlichem baltischen Material, einigen Schonenschen Basalten und mehreren einheimischen Geschieben zwei Rhombenporphyre, einen norwegischen Blauquarz, mehrere typische Porphyre aus Dalarne, zahlreiche Dalasandsteine und Quarzite und einige mittelschwedische Urkalke“ enthält, zu beweisen, daß diese Emmerleff-Kliff-Moräne ebenfalls Moräne der Haupteiszeit sei und knüpft daran eine seiner beliebten Polemiken gegen mich, in der er die Beweiskraft der verschiedenen Verwitterungstiefe bei verschiedenen

[1] Aus dieser sehr vorsichtigen Angabe von mir ist dann später leider die Behauptung konstruiert worden, norwegische Geschiebe seien am Emmerleff-Kliff nicht vorhanden.

[2] Stolley, Nochmals das Quartär und Tertiär von Sylt. N. Jahrb. f. Min. etc. 1912. p. 154 ff.

Moränen zwar nicht ganz leugnet, aber doch erheblich abzuschwächen sucht. Merkwürdigerweise führt Herr Stolley mich und mein energisches Eintreten für eine dreimalige Vereisung Norddeutschlands als erwünschte Stütze seiner Auffassung vom Sylter Diluvium an und übersieht dabei doch völlig, daß er mit dieser ganz unnötigen und unzutreffenden Polemik den Hauptstützpunkt meiner (und seiner) Auffassung selbst zu untergraben trachtet und daß, wenn diese seine Polemik und Argumentation richtig wäre, er überhaupt gar keine schlüssigen Beweise für seine Auffassung vom Sylter Diluvium hätte.

Ich muß hier zunächst nun wiederum feststellen, daß Herr Stolley auch hier, wie schon öfter, über eine Frage urteilt, ohne die wichtigste und wesentlichste Literatur dazu zu kennen oder — was noch bedenklicher wäre — ohne sie zu beachten.

Schon Zeise[1] hat in seiner Doktordissertation nachgewiesen, daß — im großen und ganzen betrachtet — der Obere und der Untere Geschiebemergel (O.G. und U.G.) sich in ihrer Geschiebeführung nicht wesentlich unterscheiden und Zeise's Beweis wird heute noch wesentlich schlüssiger als zur Zeit seiner Erhebung, da ein Teil der von Zeise als U.G. betrachteten Vorkommen sich ebenfalls noch als O.G. erwiesen hat (z. B. Fehmarn).

Ferner hat J. Korn[2] auf Grund sehr sorgfältiger und umfangreicher Aufsammlungen im O.G. und U.G. bei Ütersen—Glinde—Schulau unterhalb Hamburg mit Sicherheit festgestellt: 1. daß dort im Unterelbegebiet gerade die von Stolley als für U.G. so besonders charakteristisch betrachteten Rhombenporphyre und Dalarne-Gesteine im Oberen Geschiebemergel viel häufiger vorkommen als im U.G. (6,3 % und 33 % im O.G. gegen 0,7 % und 20 % im U.G.), 2. aus Aufsammlungen meiner Kollegen im Osten Holsteins des weiteren festgestellt, daß auch dort — viel weiter im Osten — die Ansicht Stolley's, daß die Rhombenporphyre dem Oberen Geschiebemergel fehlen, ebenfalls sicher unzutreffend ist, und auf mangelhafter Beobachtung beruht.

Endlich habe ich selbst schon vor Jahren, und zwar an möglichst kenntlicher und kaum übersehbarer Stelle,[3] den Nachweis geführt, daß im alleräußersten Osten Holsteins unter 10° 20′ ö. L., am Ostkliff von Fehmarn, im zweifellos Oberen Geschiebemergel, der hier die typische Grundmoränenebene hinter der großen

[1] O. Zeise, Beitrag zur Kenntnis der Ausbreitung sowie besonders der Bewegungsrichtungen des Inlandeises in diluvialer Zeit. Königsberg i. Pr. 1889.

[2] In H. Schröder und J. Stoller, Diluviale marine und Süßwasser-Schichten bei Ütersen—Schulau. Jahrb. d. pr. geol. Landes-Anst. 1906. **27**. p. 473—479.

[3] C. Gagel, Geologische Notizen von der Insel Fehmarn und aus Wagrien. I. Jahrb. d. pr. geol. Landes-Anst. 1905. **26**. p. 255—259.

Endmoräne bildet und wundervoll aufgeschlossen ist, fast genau dieselbe Geschiebevergesellschaftung vorhanden ist, wie sie Stolley jetzt vom Emmerleff-Kliff anführt und als Beweis für U.G. benutzen will, nämlich reichliche Rhombenporphyre und Ostseegesteine, Dalarnegesteine (Venjanporphyrit, Bredwadporphyr, Elfdalenporphyr), Påskalawikporphyr und Basalt etc., daneben noch Ramsaasakalk und Faxekalk. Das reichliche Vorkommen von Rhombenporphyren auf Fehmarn ist schon von Zeise festgestellt, und zwar das von großen geschliffenen Geschieben (nicht etwa von kleinen, verrollten Geröllen) ebenso wie von mir (z. T. in Gemeinschaft mit meinen Kollegen Schröder und Schmierer). Wie diese norwegischen Leitgeschiebe in solcher Anzahl und so weit nach Osten kommen — östlicher als ihr Ursprungsgebiet — ist völlig rätselhaft, aber es ist eine Tatsache.

Es ist also durch vielfache tatsächliche und kontrollierbare Beobachtungen sehr verschiedener Forscher erwiesen, und zwar schon lange erwiesen, daß die von Stolley hartnäckig verteidigte Ansicht von der Beschränkung der Rhombenporphyre auf den U.G. und von der angeblich für den U.G. charakteristischen Vergesellschaftung von norwegischen und mittelschwedischen Geschieben weder für den Westen noch den Osten der Cimbrischen Halbinsel zutreffend ist, sondern sogar anscheinend mehr für den O.G. zutrifft, und trotzdem bringt Herr Stolley dieses längst abgetane Argument als Beweis für U.G. immer wieder vor und benutzt es sogar als polemisches Mittel gegen meine ganz anders begründeten und bisher nicht widerlegten Anschauungen vom Alter der Emmerleff-Kliff-Moräne.

Gegen die Wichtigkeit der Verwitterungsmächtigkeit für die Beurteilung der Altersverhältnisse der Moränen, mit der ich meinen Beweis geführt zu haben glaube, bringt zwar Herr Stolley kein einziges Argument vor, sondern beschränkt sich nur auf die beweislose Anführung seiner erheblich abweichenden Überzeugung — will aber in demselben Atemzug für sich als Ersten das Verdienst in Anspruch nehmen, auf die Wichtigkeit dieser Verhältnisse unter bestimmten Umständen hingewiesen zu haben, was aber tatsächlich auch nicht der Fall ist, denn als zweifellos Erster in Norddeutschland hat lange vor Stolley (1883) Jentzsch auf die interglazialen Verwitterungszonen hingewiesen, was Herr Stolley auch wieder nicht zu kennen scheint.

Ich bin natürlich nicht so unbedacht, jede Moräne mit geringer Verwitterungsrinde ohne weiteres deshalb als Oberen Geschiebemergel zu betrachten, wie Herr Stolley anzunehmen scheint, und ich bin mir natürlich völlig darüber klar, daß so unter Umständen auch Moränen der Haupteiszeit beschaffen sein können, deren vermutlich sehr mächtige Verwitterungsrinde dann größtenteils zerstört sein würde — was schon aus meiner oben zitierten

Arbeit zur Genüge hervorgeht —, aber es müßten dann doch Anzeichen derartiger energischer Denudations- und Erosionswirkungen nachweisbar sein, was am Emmerleff-Kliff keineswegs der Fall ist, das in fast völlig ebener Landschaft mit ganz geringen Niveaudifferenzen gelegen ist, wo keinerlei energische Erosions- oder Denudationsfaktoren bezw. -wirkungen nachweisbar sind, ebensowenig wie am Roten Kliff, wo diese kolossale Verwitterungszone erhalten ist.

Dagegen betrachte ich das entgegengesetzte Argument, die vorhandene, sehr mächtige Verwitterungszone, allerdings als völlig sicher beweisend für ältere Eiszeiten.

Überall, von Ostpreußen durch Pommern, die Mark, Mecklenburg, bis ins äußerste Schleswig-Holstein, zeigt der sichere Obere Geschiebemergel hinter dem Hauptendmoränenzug und noch beträchtlich vor diesem eine ganz geringe Verwitterung von $\frac{3}{4}$ bis höchstens $1\frac{3}{4}$ m Mächtigkeit, abgesehen von einem ganz lokalen Vorkommen in Hinterpommern, wo die Verwitterung stellenweise auf 3 ja bis 4 m steigt.

An recht verschiedenen Stellen in Schleswig-Holstein ist nun unter diesem völlig frischen Diluvium eine 8—12 ja bis 20 m mächtige ältere Verwitterungszone nachgewiesen, die die postglaziale Verwitterungskruste 6 bis fast 10 mal an Stärke und an Intensität der Zersetzung übertrifft[1].

Im Westen Schleswig-Holsteins kommt ferner an verschiedenen Stellen unmittelbar neben dem völlig frischen jungen Diluvium diese sonst darunter liegende mächtige Verwitterungszone zutage (ebenda p. 249) — ich weiß nicht, wie man diese völlig klaren Verhältnisse bei dem Mangel aller beobachtbaren anormalen Erscheinungen und Bedingungen anders deuten kann als so, daß die sonst unter dem frischen jungen Diluvium liegende ältere — oft intensiv braunrote bis rostrote — Verwitterungszone (die z. T. in Verbindung mit interglazialen Pflanzenlagern mit Arten sehr gemäßigten Klimas steht), hier im äußersten Westen, wo das frische junge Diluvium sein Ende erreicht, in die Höhe kommt.

Daß alle etwa denkbaren anormalen Verhältnisse und Bedingungen für eine etwa vorhanden gewesene und ungewöhnlich starke postglaziale Verwitterung in diesen westlichen Gebieten fehlen, dafür gibt es eben nur den einen, zwingenden Beweis dadurch, daß tatsächlich ganz frische, also junge Moränen, z. T. unmittelbar neben den ganz verwitterten liegen — bei Fehlen aller Denudations- und Erosionserscheinungen.

---

[1] C. Gagel, Die Gliederung des schleswig-holsteinischen Diluviums. Jahrb. d. pr. geol. Landes-Anst. 1910. **31**. 2. Teil. p 248. — Über interglaziale Verwitterungszonen in Schleswig-Holstein. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. **62**. 1910. p. 322—325.

Wirkliche Gründe gegen diese Auffassung, wonach die Emmerleff-Kliff-Moräne Oberer Geschiebemergel sein muß, hat Herr Stolley überhaupt nicht angeführt außer der angeblich mit Oberem Geschiebemergel unvereinbaren Geschiebeführung, deren Wert oben beleuchtet ist; und andere Gründe für das altdiluviale Alter der Roten Kliff-Moräne auf Sylt als eben dieselbe Geschiebeführung, die aber auch für den Oberen Geschiebemergel bei Ütersen—Schulau und auf Fehmarn erwiesen ist, führt Herr Stolley nicht an.

Herr Stolley will also diese beiden, so dicht beieinanderliegenden Moränen, die so völlig verschieden erhalten sind, für gleich alt erklären auf Grund einer lange als falsch erwiesenen Voraussetzung und wundert sich dann noch, daß Geinitz und Wolff seine Argumentation nicht für beweisend halten und an seine Diluvial-Gliederung auf Sylt nicht glauben.

Ich möchte hinzufügen, daß auf Föhr, dicht südlich von Sylt, die Gegensätze zwischen der völlig frischen jungen und der völlig zersetzten alten Moräne noch viel schärfer aneinanderstoßen — auf 1,5 km bei der Laurentikirche und bei Borgsum[1] — als auf Sylt und Emmerleff-Kliff und daß die Geschiebeführung dort auch anscheinend dieselbe ist.

Das m. E. einzig beweisende und jedenfalls bisher nicht widerlegte Argument für das hohe Alter der Roten Kliff-Moräne lehnt Herr Stolley also ab — ohne diese Ablehnung objektiv zu begründen — und führt statt dessen immer wieder ein Argument an, das, wenn es richtig wäre, das Gegenteil von dem beweisen würde, was Herr Stolley damit bezweckt und zu beweisen wünscht.

Tatsächlich hat ja auch schon seit Meyn's Zeiten lange die Meinung geherrscht und wird z. T. heute noch vertreten, daß die Hauptmoräne des Roten Kliff Oberer Geschiebelehm sei, und zuerst ist Zeise in seiner Doktordissertation (l. c.) dieser Auffassung energisch entgegengetreten, allerdings mit Gründen, die wir heute großenteils nicht als zutreffend oder zwingend mehr anerkennen.

Ziehend von den Zeise'schen Argumenten ist m. E. heute eben nur noch das von ihm zuerst beobachtete, fast völlige Fehlen von Kalk- und Kreidegeschieben, also die nahezu völlige Verwitterung der bis 20 m mächtigen Moräne, die nur an ihrer mächtigsten Stelle bei Kampen am Grunde noch eine kleine unverwitterte Partie enthält.

Die Mitwirkung Zeise's an der Aufklärung der Sylter Verhältnisse ist von Stolley ebenso unbeachtet und unerwähnt gelassen wie die meine (l. c. p. 164), wo Stolley zwar die Auf-

[1] Haeberlin, Beiträge zur Kenntnis des Diluviums auf Föhr. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1911. p. 587.

fassung Wolff's, als ob nur eine Moräne am Roten Kliff vorhanden sei, energisch bekämpft, aber mit keinem Wort erwähnt, daß ich schon vor zwei Jahren die Auffassung Wolff's mit sehr zwingenden Gründen widerlegt habe (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 62. 1910. p. 81—84), was besonders bei Herrn Stolley, der aus dem Übersehen selbst ganz versteckter Notizen seiner eigenen Arbeiten die unerquicklichsten Polemiken herleitet, einigermaßen sonderbar anmutet.

Dieses Argument, das sich implicite aus Zeise's Beobachtungen ergibt — die fast völlige Verwitterung der sehr mächtigen Moräne — hat man verschiedentlich abzuschwächen gesucht mit dem Hinweis auf das sehr feuchte Nordseeklima und das Sprühwasser der Brandungsgischt, die diese so ungewöhnlich mächtige Verwitterung bedingt haben sollen, und mit der Behauptung, die Hauptmoräne des Roten Kliffs sei ganz ungewöhnlich sandig und daher so sehr stark verwittert, was aber tatsächlich nicht der Fall ist. Die Rote Kliff-Moräne ist größtenteils ganz normal lehmig und gar nicht besonders wasserdurchlässig, wie ich schon mehrfach betont habe.

Das einzige, gegen diese Ansicht und Begründung von dem jungen Alter der Sylter Hauptmoräne vorgebrachte und m. E. schlagende Argument ist meine Beobachtung der ganz frischen Moräne unter denselben Bedingungen des Nordseeklimas dicht dabei am Emmerleff-Kliff, die obenein als besonders charakteristisch die Untereocänscholle führt, ein Umstand, der schon vielfach in Holstein und Schleswig im sicheren Oberen Geschiebemergel, aber noch niemals im sicheren Unteren Geschiebemergel beobachtet ist; und auch in der Sylter Hauptmoräne, die so viel fremde große Schollen enthält, fehlt, soviel bis jetzt bekannt, das Untereocän.

Wenn Herr Stolley also mit ruhiger Überlegung und mit der nötigen Kenntnis der einschlägigen Literatur an die erneute Diskussion der auch nach meinem Dafürhalten besonders wichtigen Sylter Verhältnisse herangegangen wäre, so wäre er wohl zu anderen Resultaten gekommen und wäre vor seinen völlig hinfälligen Schlüssen und seiner ganz gegenstandslosen und überflüssigen Polemik bewahrt geblieben.

Nach meinen nunmehr 12jährigen Erfahrungen in ganz Schleswig-Holstein scheint die einzige, einigermaßen sichere Tatsache in bezug auf die Geschiebeführung von O.G. und U.G. der ganz auffällig hohe Kalk-(Kreide-)Gehalt der oberen Grundmoräne zu sein, der stets sehr viel höher zu sein scheint als der der älteren Geschiebemergel, sowie der Gehalt an verschleppten Tertiär- (vor allem Untereocän) Schollen in der oberen Grundmoräne (vergl. auch die Erläuterungen zu Blatt Kiel. Berlin 1912).

Ich habe diese anscheinend durchgehende Tatsache mit den interglazialen tektonischen Störungen in Beziehung gebracht.

die die bis dahin tief begrabenen älteren Schichten plötzlich in die Höhe brachten und den Angriffen des letzten Inlandeises aussetzten. Diese Tatsache in Holstein wird bestätigt durch die Beobachtungen von Korn und Jentzsch aus Ost- und Westpreußen, wo ebenfalls die oberste Moräne erheblich kreidereicher ist. Ob sie eine wirklich durchgehende, unverbrüchliche Regel darstellt, wird sich hoffentlich bei der Untersuchung der sehr zahlreichen Geschiebemergelproben am Kaiser-Wilhelm-Kanal mit größerer Sicherheit ergeben.

Im übrigen kennen wir im wesentlichen denselben Geschiebeinhalt jetzt aus allen drei Moränen und aus allen Gegenden Schleswig-Holsteins und Jütlands[1], und alle Angaben über die absolute Beschränkung gewisser Geschiebe (besonders der norwegischen) auf bestimmte Horizonte (U.G.) oder bestimmte Gebiete (den Westen des Landes) sind jetzt schon als falsch erwiesen, als vorschnelle Verallgemeinerungen unvollständiger Beobachtungen.

Aus den relativen Mengungsverhältnissen der norwegischen, mittelschwedischen und baltischen Geschiebe in bestimmten Moränen einen Schluß auf ihr Alter zu ziehen, dazu sind die vorhandenen Beobachtungen erst recht viel zu lückenhaft und obenein viel zu sehr von Zufälligkeiten der gerade vorhandenen Aufschlüsse abhängig und auch hier kann man jetzt schon sagen, daß gewisse mit Vorliebe festgehaltene Vorstellungen von den Bewegungsrichtungen des Inlandeises in den verschiedenen Eiszeiten sicher nicht zutreffend sind.

Das sicher erwiesene, relativ häufige Vorkommen großer, geschliffener Rhombenporphyrgeschiebe im sicheren Oberen Geschiebemergel der Fehmarner Ostkliffs von Marienleuchte bis südlich Gahlendorf — also östlicher als ihr Heimatsgebiet — ist eine mit diesen ziemlich allgemein verbreiteten Anschauungen über die vorwiegende NS.-Bewegung während der Haupteiszeit und den vorwiegend baltischen Eisstrom zur letzten Eiszeit — besonders am Schlusse derselben — völlig unvereinbar und zeigt, daß unsere Kenntnisse in dieser Beziehung noch in den ersten Anfängen stecken.

Erheblich westlicher, in der Gegend von Kiel und Ratzeburg, sind diese Rhombenporphyre offensichtlich ganz wesentlich seltener und auch viel kleiner, was nach unseren bisherigen Anschauungen

[1] Sehr interessant und lehrreich in dieser Beziehung sind die alten und sehr sorgfältigen Geschiebezählungen des ausgezeichneten Geologen Forchhammer, die leider wegen der schwer zugänglichen Stelle ihrer Veröffentlichung ganz in Vergessenheit geraten sind und der heutigen Generation völlig unbekannt zu sein scheinen. Forchhammer: „Die Bodenbildung der Herzogtümer Schleswig-Holstein und Lauenburg.“ Festgabe für die Versammlung Deutscher Landwirte in Kiel 1847. p. 22.

über die Eisbewegung eine ganz unverständliche Anomalie bedeutet.

Wenn in einem engbegrenzten Gebiet zwei übereinanderliegende Moränen einen so verschiedenen Geschiebeinhalt haben, wie die unterste und die Hauptmoräne von Sylt, so wird man das wohl als Argument (neben anderen, wichtigeren) für ihr verschiedenes Alter verwenden dürfen; solche Resultate aber auf größere Entfernungen zu verallgemeinern, ist nach unseren jetzigen Kenntnissen schon absolut unzulässig.

Ich möchte z. B. daran erinnern, daß der Unterste Geschiebemergel unter dem letzten Interglazial in Skerumhede in Jütland zwar ostbaltische Geschiebe führt[1], aber keine norwegischen und nordöstlichen Geschiebe, also einen völlig anderen Geschiebeinhalt hat als die Hauptmoräne von Sylt und Hamburg, trotzdem Skerumhede viel nördlicher (näher dem Christianafjord) liegt als Sylt und Hamburg.

Ebenso hat schon Forchhammer festgestellt (l. c. p. 23), daß auch oberflächlich die Rhombenporphyre nördlich vom Oddesand ganz plötzlich rapide abnehmen, während sie weiter südlich reichlich vorhanden sind.

Das ist eine ebenso schwer erklärliche „Anomalie“ wie die zahlreichen Rhombenporphyre im Osten von Fehmarn im jüngsten Geschiebemergel und beweist die Notwendigkeit äußerster Vorsicht in allen diesbezüglichen Schlüssen.

Dagegen ist das von mir herangezogene Argument für das verschiedene Alter von Emmerleff-Kliff- und Roten Kliff-Moräne — die 10fach so tief gehende Verwitterung in letzterem — jetzt nicht nur an dieser Stelle, sondern auch noch von verschiedenen anderen Stellen Schleswig-Holsteins, Nordhannovers und der Lausitz in derselben Weise bekannt geworden, z. B. von Föhr, von Süderstapel, von Elmshorn und von der Gegend von Ütersen-Schulau bei Hamburg; und von der letzten Stelle ist es auch stratigraphisch durch Kartierung erwiesen (siehe die erwähnte Arbeit von Schröder und Stoller), daß die außerordentlich tiefgründig und intensiv verwitterte (ferrettisierte) Moräne die ältere ist, weniger norwegische Geschiebe enthält, unter der jungen Moräne der letzten Eiszeit mit den zahlreichen norwegischen Geschieben liegt, und obenein noch von verschiedenen sicheren Interglazialbildungen bedeckt wird[2].

Wer trotz dieses m. E. jetzt völlig schlüssigen Beweises durch die verschiedenen Verwitterungsmächtigkeiten im bewiesenen

[1] Jessen, Milthers, Nordmann, Herzog, Hartz: En Boring gennem de kwartäre Lag ved Skerumhede. Danmarks geol. Unders. II R. No. 25.

[2] Vergl. auch eine im Druck befindliche Arbeit: C. Gagel, Das Ratzeburger Diluvialprofil und seine Bedeutung für die Gliederung des Diluviums. Jahrb. pr. geol. L.-A. für 1913. I. 1.

O.G. und U.G. nicht von dem verschiedenen Alter der beiden Moränen am Emmerleff-Kliff und am Roten Kliff überzeugt ist, für den ist tatsächlich der Beweis für das höhere Alter der Roten Kliff-Moräne überhaupt nicht zu führen, der muß sie dann auch folgerichtig beide für dasselbe, für Oberes Diluvium halten bezw. kann das ganze Diluvium für eine einheitliche Ablagerung ansehen.

Berlin, den 16. November 1912.

Besprechungen.

Karl Anton Henniger: Die Metalle nach Vorkommen, Gewinnung, Verwendung und wirtschaftlicher Bedeutung. Leipzig bei Theod. Thomas. o. J. 223 p. Mit 22 Abbildungen im Text.

Das Bändchen, No. 17—21 der naturwissenschaftlich-technischen Volksbücherei der deutschen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft gibt eine kurze Darstellung der bekannteren Metalle und ihrer wichtigsten Verbindungen hinsichtlich ihres Vorkommens, ihrer Gewinnung und ihrer Verwendung. Es ist für das große Publikum bestimmt und daher in allgemein verständlicher Weise abgefaßt, ohne eingehendere und spezielle naturwissenschaftliche Kenntnisse vorauszusetzen. Auch die Glasfabrikation, das Löten der Metalle und das Färben und Patinieren derselben sind in besonderen Abschnitten berücksichtigt. Einige statistische Mitteilungen bilden den Schluß. **Max Bauer.**

Miscellanea.

Ferienkurse Jena. Vom 4.—16. Aug. 1913. (Für Damen und Herren.)

Diese Kurse finden in diesem Jahre zum 25. Mal statt.

Es werden im ganzen mehr als 50 verschiedene Kurse gehalten, meist zwölfstündige.

Naturwissenschaftliche Abteilung: Naturphilosophie: Botanik; botanisch-mikroskopisches Praktikum; Zoologie; zoologisches Praktikum; Astronomie; Mineralogie: Chemie; Physik: Physiologie: physiologische Psychologie.

Ferner sei auf die pädagogischen, literaturgeschichtlichen, religionswissenschaftlichen und staatswissenschaftlichen Kurse hingewiesen.

Ausführliche Programme sind kostenfrei durch das Sekretariat der Ferienkurse (Jena, Gartenstraße 4) zu haben.

Personalia.

Gestorben: Prof. Dr. **Georg Böhm** in Freiburg i. Br. am 18. März 1913.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Maucherit Ni_3As_2, ein neues Nickelmineral aus den Kobaltrücken des Mansfelder Kupferschiefers.

Von **F. Grünling**, München.

(Vorläufige Mitteilung.)

Im Januar vorigen Jahres erhielt das mineralogische Institut der Kgl. Universität hier vom Inhaber der süddeutschen Mineralienzentrale, Herrn Dipl.-Ing. W. Maucher, hier, eine Anzahl Stufen eines unbekannten Minerals zur näheren Untersuchung. Herr Maucher hielt das Mineral zuerst für Rammelsbergit, da die äußeren Merkmale mit dessen Beschreibung völlig übereinstimmen. Bald erkannte er aber auf Grund des anderen Lötrohrverhaltens, daß ein neues Mineral vorliegen müsse. Er veranlaßte zunächst im hüttenmännischen Institut der Kgl. Technischen Hochschule zu Breslau durch Herrn Professor C. Friedrich eine Bestimmung der Hauptbestandteile und hierauf im Kgl. Bayer. Staatslaboratorium hier durch Herrn Professor Dr. Prandtl eine Gesamtanalyse des Minerals, wodurch mit Sicherheit festgestellt war, daß es sich um eine bisher im Mineralreich nicht bekannte Nickelverbindung handle. — Wegen dringender anderer Arbeiten konnte die nicht ganz einfache kristallographische Untersuchung des Minerals bisher nicht ausgeführt werden, weshalb ich im Nachstehenden eine Beschreibung des Minerals, das ich mit dem Namen seines Entdeckers belege und Maucherit nenne, unter Zurückstellung der Kristallbeschreibung folgen lasse.

Als Fundort für das neue Mineral wird Eisleben in Thüringen angegeben. Die Mineralvergesellschaftung läßt erkennen, daß man es mit einem Vorkommen der bekannten Kobaltrücken des Kupferschiefergebiets zu tun hat. Die Begleiter des Maucherits sind nämlich Nickelin, Chloanthit, gediegen Wismut, Manganit, Calcit, Baryt, Anhydrit und Gips. Das Nebengestein ist Kupferschiefer, z. T. auch Weißliegendes oder Fäule. Als älteste Bildung dieser Rücken, das sind Gänge von kurzer Erstreckung im Streichen und Fallen bei einer Mächtigkeit von wenigen Millimetern bis etwa 20 cm, erweist sich Nickelin in dünnen Krusten zarter spitzpyramidaler Kriställchen. Dieser Nickelin erfüllt auch die feinsten Klüftchen des Nebengesteins. Hierauf folgt Calcit in Skalenoëdern, mit deren letzter Wachstumsphase die Bildung des Maucherits zusammenfällt, so daß beim Auslösen des Calcits die Negative der Skalenoëder in der Maucheritmasse sichtbar werden. Dann folgt rötlicher Baryt in rechteckigen Tafeln, die auch etwas in den Maucherit

hineinragen und deren letzte Bildungsphase von der Ausscheidung der Hauptmasse des Nickelins begleitet wird. Dieser jüngere Nickelin tritt in parallelfaserigen Krusten und in stumpfpyramidalen Kristallen auf, die nicht selten Durchkreuzungszwillinge nach einer Pyramidenfläche oder, wenn rhombisch, nach einer Domenfläche erkennen lassen. Auf dem Nickelin findet sich selten gediegen Wismut in kleinen undeutlichen Kriställchen und manchmal auch dünne Krusten eines zinnweißen undeutlich kristallisierten Minerals, das seinen Lötrohrverhalten nach als Chloanthit anzusprechen ist. Auf dem Baryt sitzen manchmal zarte Kristallbündel von Manganit. Hierauf folgt wieder Calcit und rötlicher, blätteriger Anhydrit, der stellenweise in Gips umgewandelt ist. Die Gänge sind fast stets völlig geschlossen, so daß die Kristalle der Erze erst nach dem Auslösen des Kalkspats mit HCl und Ausstechen des Baryts und Anhydrits sichtbar werden.

Der Mancherit zeigt im frischen Bruch rötlich silberweiße Farbe, die sich nach einiger Zeit in ein rötliches Platingrau oder in ein graues Kupferrot ändert. Die derben Massen zeigen undeutlich faserige, dichte oder zellige Struktur. Nicht selten sind die Räume zwischen den Fasern oder Blättern mit Nickelin erfüllt, wie auch oft die Kristallblätter ganz mit Nickelin überwachsen sind. Die Kristalle bilden dünne, stark glänzende, rechteckige Täfelchen mit zugeschärften Kanten von 1 bis 10 mm im Geviert und sind fast stets zu quirlförmigen Viellingen gruppiert dergestalt, daß die einen Kanten der Quadrate in eine Ebene fallen, die anderen sich parallel laufen. Die Kanten der Kristallblättchen zeigen eine scharfe Riefung. Das Kristallsystem konnte noch nicht festgestellt werden; wahrscheinlich ist es tetragonal oder rhombisch. Die Härte ist 5. Die Dichte ist nach der Bestimmung des Herrn Professors Dr. Prandtl bei 19° C 7,83. Der Strich ist schwärzlich grau, der Bruch uneben, spröde.

Im geschlossenen Röhrchen ein ganz schwaches Sublimat von arseniger Säure gebend, dekrepitiert nur ganz wenig, verändert die Farbe kaum. Auf Kohle schmilzt er unschwer zur blanken Kugel, die im Oxydationsfeuer Arsenrauch ausstößt und die Kohle mit As_2O_3 beschlägt.

Mit Boraxglas erhält man zunächst die Kobalt-, dann die Nickelperle.

Die chemische Zusammensetzung ist gemäß den Analysen von Friedrich (I) und Prandtl (II):

	As	S	Ni	Co	Pb	Fe	Gangart	Summe
Ni_3As_2 . .	46,00	—	54,00	—	—	—	—	100,00
I	45,66	—	49,51	0,93	—	—	—	96,10
II	43,67	0,17	52,71	2,15	0,20	0,40	0,40	99,70

Sie entspricht also fast genau der Formel $(Ni, Co)_3As_2$ und somit der Zusammensetzung mancher Nickelspeisen.

Einige Versuche über das Zusammenkristallisieren von Diopsid und Jadeit.

Von **Vera Schumoff-Deleano** (St. Petersburg).

Mit 1 Textfigur.

C. Hintze[1] führt in seinem Handbuche Analysen von Jadeiten an, deren Gehalt an CaO und MgO im Maximum bis zu 14 bis 15 % bezw. 8,62 % beträgt. Nur wenige Jadeite scheinen Ca-frei, aber alle enthalten Mg und dieses Element in um so größerer Menge, je geringer der Ca-Gehalt wird. MgO wird isomorph durch FeO vertreten. Würde man aus dem CaO- und MgO-Gehalt auf Beimengung der Diopsidkomponente schließen, so käme man mit Vernachlässigung der Alkalien, wenn man die Rechnung durchführt, bei z. B. Analyse XXII auf einen Diopsidgehalt von 40—42 %[2], bei Analyse IX auf einen Diopsidgehalt von nahezu 50 %[3].

Schon Kenngott[4] wies darauf hin, daß der Jadeit sich als ein mit Diopsid gemengtes Silikat berechnen lasse. Die Anwesenheit von CaO und MgO dürfe nicht immer auf mechanische Beimengungen zurückgeführt werden.

E. Cohen[5] fand stets einen Überschuß an SiO_2 in Jadeiten, auch dann, wenn er die MgO als $MgAl_2SiO_6$ und RO SiO_2 in Rechnung brachte. E. Cohen glaubte daher, daß im Jadeit noch eine kieselsäurereichere Verbindung existieren müsse, wie etwa $MgAl_2Si_4O_{12}$ oder $CaAl_2Si_4O_{12}$, Verbindungen, wie sie auch zur Erklärung des Ägirinsilikates angenommen werden. C. Doelter[6] versuchte zuerst Jadeit rein darzustellen, aber ohne Erfolg. Auch Mischungen von $NaFeSi_2O_6$ mit dem Jadeitsilikat kamen nicht zur Kristallisation. Auch bei großem Na-Gehalt der künstlichen Pyroxenmischungen kristallisiert nur ein Na-armer oder -freier Augit aus. Im allgemeinen beobachtete C. Doelter ein Anwachsen der Auslöschungsschiefe im Diopsid mit Zunahme des Al_2O_3-Gehaltes.

Die monoklinen Pyroxene lassen aus ihren optischen Eigenschaften Unterschiede in ihrer chemischen Zusammensetzung erkennen. Der Zusammenhang ist ein sehr verwickelter und es ist bisher nicht gelungen, alle Grundverbindungen mit Sicherheit zu erkennen[7].

Die Beimengung des MgO- und FeO-Gehaltes im Jadeitmolekül und ihr Einfluß auf die optischen Eigenschaften des letzteren

---

[1] C. Hintze, Handbuch der Mineralogie. 1897.

[2] CaO = 11 %, MgO (+ FeO) = 7,24 %.

[3] CaO = 14,57 %, MgO (+ FeO) = 14,11 %.

[4] Kenngott (Übers. min. Forsch. 1862—65. p. 199) und Hintze (Mineralogie. II. 1898).

[5] E. Cohen, N. Jahrb. f. Min. etc. 1884. II. p. 52.

[6] C. Doelter, N. Jahrb. f. Min. etc. 1884. II. p. 63; 1885. I. p. 48.

[7] Fr. Becke, Optische Eigenschaften der Silikate in C. Doelter, Handbuch der Mineralchemie. II. 1. 1912.

Minerals sind noch nicht studiert und eine Abhängigkeit ist bisher noch nicht festgestellt worden.

Zwischen Diopsid und gemeinem Augit, also einem tonerdehaltigen Gliede, existieren Mischungsglieder, welche durch Zunahme des Winkels $c\gamma$ von 40—90° und Verstärkung der Doppelbrechung ausgezeichnet sind. Ein gesetzmäßiger Zusammenhang fehlt jedoch.

Mischkristalle von Diopsid und Jadeit herzustellen, ist noch nicht versucht worden, obwohl das nahe übereinstimmende Mol.-Volumen 72 bei Diopsid und 68 bei Jadeit, sowie die durch Spaltbarkeit und optische Verhältnisse bedingte Verwandtschaft der beiden Pyroxene die Möglichkeit einer Mischkristallbildung vermuten ließ.

Es wurde reinster Jadeit von Tibet gepulvert und in kleinen Portionen mit künstlichem Diopsid aus dem Schmelzflusse auskristallisieren gelassen. Der zu den Versuchen verwendete Jadeit zeigte in einem orientierten Dünnschliff 010 eine Auslöschungsschiefe $c\gamma$ 33° 76′. Bis zu einem Zusatz von 5% Jadeitsilikat zum Diopsid ergaben sich nach zwölfstündiger Auskristallisation nahezu glasfreie Kristalle mit einer Auslöschungsschiefe $c\gamma'$ 39°; die Doppelbrechung der Pyroxene war positiv. Die Lichtbrechung in Jodmethylen gemessen nach $n_{\gamma''} = 1{,}689$. Für reinen Diopsid wird für $n_{\gamma''} = 1{,}70$ angegeben. Bei mehr als 5% Jadeit finden sich zwischen den großen Kristallen noch körnige Kristalle mit einer Maximalauslöschung von $c\gamma'$ zu 35° und 38° in unregelmäßiger Durchwachsung. Die Schmelzpunktbestimmung ergab Inhomogenität, indem sich nach der C. Doelter'schen Methode im Heizmikroskop fand:

Intervall I 1150—1200° für die kleinen Kristalle,

Intervall II 1260—1300° für die großen Individuen.

Das letztere Intervall stimmt überein mit den von C. Doelter angegebenen Schmelzpunkten für Diopsid 1280—1310° [1].

Auch die folgenden Versuche: Diopsid mit 10% und 15% natürlichem Jadeit, ergaben ein ähnliches Resultat. Immer fanden sich (teilweise neben schon viel Glas bei Mischung 3) neben fast reinem Diopsid Kristalle mit einer beträchtlich kleineren Auslöschungsschiefe $c\gamma'$ bis zu 35°, welche offenbar als Mischkristalle von Diopsid und Jadeit gedeutet werden müssen. Diese Mischkristalle sind später erstarrt als die Diopside und bilden eine Art Eutektikum; denn das Schmelzintervall der leichter schmelzbaren Zwischenmasse war wie bei Mischung 1 1150—1200°.

Bei einem Mehrzusatz von Jadeit als 15% erstarrten die Schmelzen vollkommen glasig. Reiner Jadeit schmilzt bei 1000 bis 1060° [2]. Bei einem Versuch, die Kurve zu konstruieren und

[1] C. Doelter, Zeitschr. f. Elektrochemie. **12.** (1906.)

[2] C. Doelter, Tschermak's Min.-petr. Mitt. **22.** (1903.)

die erhaltenen Zahlen in dieselbe einzutragen, würde sich ungefähr folgendes etwas schematisierte Bild ergeben:

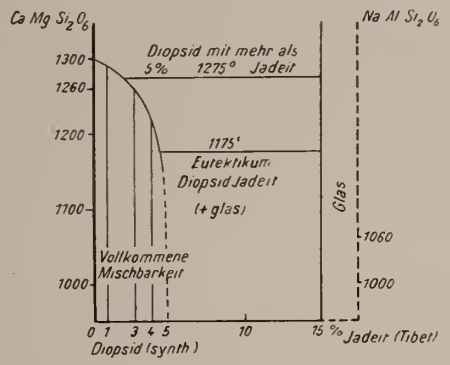


Fig. 1.

Die Kurve ist nur bis zur Mischung mit 15 % Jadeitsilikatzusatz gezeichnet und deutet sehr beschränkte Mischbarkeit (innerhalb weniger Prozente) an. Bei mehr als 5 % Jadeitsilikat entstehen neben Mischkristallen Diopsid — wenig Jadeit eutektische Schmelzen mit Diopsid als erstes Ausscheidungsprodukt. Nachfolgend die Belege[1]:

1. Diopsid + 1 % Jadeit
   ein Schmelzintervall 1260—1300°;
2. Diopsid + 3 % Jadeit
   ein Schmelzintervall 1240—1260°;
3. Diopsid + 4 % Jadeit
   ein Schmelzintervall 1200—1220°;
4. Diopsid + 5 % Jadeit
   zwei Intervalle: I. 1150—1200°,
   II. 1260—1300°;
5. Diopsid + 10 % Jadeit
   zwei Intervalle: I. 1140—1200°,
   II. 1250—1280°;
6. Diopsid + 15 % Jadeit
   zwei Intervalle: I. 1150—1190°,
   II. 1250—1290°.

Das hier gegebene Bild ist nur ein vorläufiges, es soll vornehmlich zeigen, daß künstlich homogene Diopsidmischungen mit mehr als 5 % Jadeit nicht hergestellt werden können.

Um den Einfluß des Al_2O_3-Gehaltes auf das Diopsidmolekül festzustellen, wurde folgender Versuch ausgeführt:

[1] Die Erhitzungsdauer im Heizmikroskop betrug 3 Stunden. Die Vergrößerung war 250fach.

$NaAlO_2$ wird von Diopsid in geringer Menge aufgenommen, wie folgender Versuch beweist:

Zu 19,5 g $CaMgSi_2O_6$ wurden 5 g käufliches $NaAlO_2$ (= 25%) gemischt und einer Temperatur von zuerst 1300°, dann 800° durch 10 Stunden hindurch ausgesetzt. Es entstanden neben stark doppelbrechenden Kristallskeletten, welche durch Ausziehen mit heißem Wasser leicht sich entfernen ließen, Diopside mit einem Auslöschungsmaximum $c\gamma'$ von 39—41°. Der Tonerdegehalt drückte die Schiefe der Auslöschung offenbar hinauf. In dem wässerigen Auszug befand sich noch feines $NaAlO_2$. Die Versuche hierüber wären fortzusetzen.

Resultat:

1. Diopsid kann aus dem Schmelzfluß bis etwa 5% Jadeit aufnehmen, ohne daß eine wesentliche Änderung der optischen Eigenschaften (Auslöschungsschiefe, Lichtbrechung) eintritt.

2. Jadeit kristallisiert „frei" nicht aus, auch nicht bei Zusatz von Kristallisatoren, wie Wolframsäure, molybdänsaures Natrium u. a.

3. Bei mehr als 5% Jadeitzusatz zur Diopsidmischung kristallisiert Diopsid und daneben bildet sich eine kleinkörnige Grundmasse, bestehend aus Diopsid und Jadeit (+ Diopsid) mit Glas. Das Glas drückt die Schmelzpunkte herab, so daß die Kurven in Wirklichkeit um etwa 20° höher zu liegen kämen.

4. Aus einer $NaAlO_2$-Schmelze scheint Diopsid Al_2O_3 aufzunehmen und kristallisiert dann in Nadeln mit einer etwas höheren Auslöschungsschiefe als 39°.

Mineralogisches Institut des Hofrats C. Doelter der k. k. Universität Wien.

Ueber das Auftreten von Essexit im Kaiserstuhl.

Von **J. Soellner** in Freiburg i. Br.

Die Essexite werden von Rosenbusch[1] definiert als „hypidiomorphkörnige Tiefengesteine, welche bei beträchtlichem Gehalt an farbigen Gemengteilen durch die Vorherrschaft eines basischen Kalknatronfeldspates in Verbindung mit einem Pyroxenmineral bei völliger Abwesenheit des Quarzes und einem der Menge nach wechselnden Gehalt an Orthoklas und Mineralien der Nephelingruppe neben dem Kalknatronfeldspat, von barkevikitischem Amphibol und braunem Biotit neben dem Pyroxen stofflich charakterisiert sind. Titanhaltiger Magnetit und Apatit liefern die reichlichen Nebengemengteile. Olivin ist ein sehr, fast allgemein verbreiteter, Titanit ein nicht gerade seltener Übergemengteil".

[1] Rosenbusch, H., Mikr. Physiogr. IV. Aufl. II, 1. p. 391.

Gesteine dieses Charakters sind bisher aus Mitteleuropa nur sehr wenig bekannt geworden. Berühmt ist der von Hibsch[1] näher untersuchte Essexit von Rongstock in Böhmen. Das einzige deutsche Vorkommnis war bisher der sogenannte Dolerit von der Löwenburg im Siebengebirge, der von Busz[2] und Rosenbusch[3] zu den Essexiten gestellt wird. Um so interessanter ist es, daß im Kaiserstuhl, einer Gesteinsprovinz von ausgesprochen foyaitisch-theralithischem Charakter in größerer Ausdehnung ein Gestein vorkommt, das der oben angeführten Definition des Essexits vollständig entspricht und das auch seinem ganzen geologischen Verhalten nach den Eindruck eines Tiefengesteins erweckt. Das Auftreten von Essexit im Kaiserstuhl ist um so bedeutungsvoller, weil man von hier schon seit längerer Zeit Ergußgesteine wie Tephrite, Trachydolerit etc. und Ganggesteine wie Monchiquite, Mondhaldëit etc. kennt, die auf ein essexitisch-theralithisches Tiefengestein schließen lassen. Von Graeff[4] ist vor 20 Jahren ein Stück körnigen Tephrits (Theralith) kurz beschrieben worden, das sich unter den älteren Beständen der Freiburger Sammlung vorfand. Nach der alten Fischer'schen Etikette stammt dasselbe vom Horberig bei Oberbergen. Anstehend konnte das Gestein daselbst nicht aufgefunden werden. Nach Graeff handelt es sich bei diesem Vorkommnis allem Anschein nach nur um einen körnigen Einschluß aus einem porphyrischen Gestein (wahrscheinlich Tephrit). Das hier zu beschreibende Gestein dagegen ist auf größere Strecken anstehend aufgeschlossen, und zwar hauptsächlich in dem sogenannten „Krummen Graben" zwischen Oberbergen und Oberrotweil. Der Krumme Graben ist ein tiefeingeschnittenes Tal im zentralen Teile des Kaiserstuhls, das auf der Nordwestseite des Todtenkopfes[5] zwischen Scheibenbuck und Strümpfekopf in nordwestlicher Richtung verläuft und zwischen Oberrotweil und Oberbergen in das Haupttal, das Krottenbachtal, einmündet. Die Ausmündung des Tales liegt ca. 240—245 m ü. d. M. und 50—55 m höher als die Sohle des Rheintales westlich von Niederrotweil. Geht man das Tal des „Krummen Grabens" nach Südosten aufwärts, so steigt

[1] Hibsch, J. E., Erläuterungen zu Blatt Rongstock-Bodenbach der geol. Karte des Böhm. Mittelgebirges. Min. u. petr. Mitt. 19. 1900. p. 1. — Erläuterungen zu Blatt Großpriesen d. geol. Karte des Böhm. Mittelgebirges. Ibid. 21. 1902. p. 465.

[2] Busz, K., Essexit von der Löwenburg im Siebengebirge a. Rh. Verhandl. naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande u. Westf. 62. Jahrg. 173. Bonn 1905.

[3] Rosenbusch, H., Mikrosk. Phys. IV. Aufl. II, 1. p. 404.

[4] Graeff, Fr., Über körnigen Tephrit (Theralith) aus dem Kaiserstuhl. Bericht über d. XXVI. Versammlg. des oberrhein. geol. Vereins. 1893.

[5] Siehe die Blätter Breisach und Eichstetten der topograph. Karte 1:25000 des Großherzogtums Baden oder die Karte in Knop, Der Kaiserstuhl i. Br. Leipzig 1892.

dasselbe auf eine Entfernung von ca. 1400 m nur sehr schwach unter 3—4° an. Im Hintergrund des Tälchens, ehe der steilere Anstieg beginnt, steht nun in ca. 340 m Höhe ü. d. M. und rund 220 m unter dem Gipfel des Todtenkopfes (558,7 m), der höchsten Erhebung des Kaiserstuhls, am geographisch rechten Talhang nahe der Talsohle ein mittel- bis feinkörniges, schwarz und weiß gesprenkeltes festes Gestein an, das in seinem Aussehen den mittel- bis feinkörnigen Variëtäten des Rongstocker Essexits so täuschend ähnlich sieht, daß Stücke von beiden Fundorten fast miteinander verwechselt werden könnten. Das Gestein ist längs des Weges und Waldrandes auf eine Strecke von ca. 120 m gut aufgeschlossen. Überlagert wird es am Hang von Löß. In geringer Menge findet man den Essexit auch in unmittelbarer Umgebung von Oberbergen, am Südfuß des Heßleterbucks und in losen Stücken auf der Höhe des Scheibenbucks südlich von Oberbergen. In beiden letzteren Fällen handelt es sich wahrscheinlich nur um Apophysen des in der Tiefe anstehenden Essexitstockes, während im Krummen Graben dieser selbst angeschnitten sein muß. Wie groß die Ausdehnung des Essexitstockes im zentralen Teile des Kaiserstuhles ist, steht noch nicht fest. Die weitere Kartierung wird das Nähere ergeben.

Gut aufgeschlossen und bekannt ist er zurzeit nur an der vorerwähnten Stelle im Hintergrund des Krummen Grabens. Hier wird der Essexit auch deutlich von Gängen von Mondhaldeit und von Trachydolerit durchsetzt.

Der Essexit ist z. T. außerordentlich frisch, erscheint schwarz und weiß gesprenkelt und hat eine mittlere Korngröße von ca. 1 mm. Schon makroskopisch sind zahlreiche dunkle Kriställchen von Pyroxen und schwarze Biotitblättchen zu erkennen. Unter den weißen Partien ragen zuweilen frische, glasige Orthoklaskriställchen hervor. U. d. M. erweist sich das Gestein als bestehend aus: Augit, Biotit, Hornblende, basischem Plagioklas, Orthoklas, einem Mineral der Nephelin- oder Sodalithgruppe, Magneteisen, Apatit und Titanit in hypidiomorph-körniger Ausbildung.

Unter den dunklen Gemengteilen ist der wichtigste und verbreitetste ein blaßrötlich-violetter Titanaugit in zahlreichen, zuweilen bis 2,5 mm großen idiomorphen Kristallen. Er ist tafelig nach $\{100\}$ entwickelt, zeigt zuweilen Zonarstruktur und polysynthetische Zwillingslamellierung nach $\{100\}$. Die Auslöschungsschiefe beträgt $c : c$ im stumpfen Winkel β ca. 50°. Der Augit enthält reichlich Einschlüsse von Magneteisen, Apatitsäulchen und Biotitfetzen.

Neben Pyroxen tritt allgemein rotbrauner Biotit in bis 1 mm großen Blättchen auf. Dieselben sind nicht regelmäßig umgrenzt, sondern in der Regel in Fetzen und Lappen entwickelt. Der Pleochroismus desselben ist kräftig, zwischen blaßgelb und

dunkelrotbraun, auf {001} kleiner, aber deutlicher Achsenwinkel sichtbar, die Achsenebene verläuft parallel {010}, also Glimmer zweiter Art. Auf Schnitten nach {010} ist eine kleine Auslöschungsschiefe wahrnehmbar. Die Biotitfetzen umschließen häufig Augit, Plagioklas, Apatit und Eisenerze. Umgekehrt Biotit auch als Einschluß in Augit.

Hornblende tritt in dem Gestein vom Krummen Graben nur spärlich auf, dagegen ist sie in Stücken vom Südfuß des Heßleterbucks und von der Höhe des Scheibenbucks reichlicher entwickelt. Es ist eine braune, anscheinend barkevikitische Hornblende mit starkem Pleochroismus a blaßgelb, b und c annähernd gleich braun. Die Auslöschungsschiefe c : c auf {010} = ca. 10°. Zwillingsbildung nach {100} zuweilen wahrnehmbar. Sehr verbreitet ist auch hier die bei Essexit fast konstante Verwachsung von Pyroxen, Amphibol und Biotit. Fetzen von Hornblende sind in paralleler Orientierung und ohne eigene Umgrenzung dem Augit eingewachsen, das gleiche gilt für Biotit. Bei Biotit läßt sich zuweilen beobachten, daß die Spalttracen desselben denen der Hornblende oder des Augits parallel liegen. Hornblende und Biotit erscheinen auch beide als regelmäßige Umhüllungen von Pyroxen. Unter den wesentlichen farblosen Gemengteilen ist der älteste ein basischer Plagioklas. Derselbe ist tafelig nach {010} entwickelt mit vorwiegend idiomorpher Ausbildung. Zwillingsbildung nach Albit- und Karlsbader Gesetz ist verbreitet. Seinem optischen Verhalten nach gehört er in die Labradorreihe mit geringen Schwankungen im Kalkgehalt. Eine deutliche Zonarstruktur fehlt jedoch. Durch Verwitterung sind die Kristalle in manchen Stücken schon stark getrübt unter Ausscheidung eines farblosen Glimmerminerals und von Calcit.

Orthoklas kommt neben Plagioklas teils als schmaler Saum um diesen, teils als regelrechte Füllmasse vor. Wenn die Menge des Orthoklases sehr beträchtlich ist, hat er häufig die Form von hypidiomorphen Täfelchen. Diese, tafelig nach {010}, werden bis 3 mm lang und 1 mm dick und zeigen in der Regel Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz. Der Orthoklas besitzt normalsymmetrische Achsenlage mit kleinem Achsenwinkel. Ist die Orthoklasfüllmasse auf größere Strecken einheitlich orientiert, so hält sie zahlreiche andere Mineralien, vor allem idiomorphe Plagioklaskristalle, umschlossen. Das Mengenverhältnis zwischen Plagioklas und Orthoklas schwankt recht beträchtlich. Manche Stücke sind reich an Orthoklas neben zurücktretendem Plagioklas, in andern Stücken ist Orthoklas stark in der Minderheit. Bemerkenswert ist der völlig frische Habitus des Orthoklases selbst dann, wenn der Plagioklas schon ziemlich stark verwittert ist. Neben den Feldspäten kommt als letztes Kristallisationsprodukt teils eine trübe isotrope Füllmasse mit geringer Lichtbrechung, teils schwach

doppelbrechende zeolithische Aggregate, untermengt mit Carbonaten, in den Zwickeln des Gesteins vor. Die trübe isotrope Füllmasse, wahrscheinlich Analcim, ist vermutlich aus ursprünglichem Nephelin hervorgegangen. Frischer Nephelin konnte allerdings nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden. Ob die doppelbrechenden Aggregate auf Zersetzung eines Minerals der Sodalithgruppe zurückzuführen sind, steht dahin. Die Menge dieser Füllmassen ist ebenfalls eine sehr wechselnde. In orthoklasreichen Partien treten sie sehr stark zurück, in orthoklasarmen Stücken, wie z. B. in denen von der Höhe des Scheibenbucks, wird dagegen ihre Menge eine recht beträchtliche. Als akzessorische Gemengteile kommen in Betracht: Magneteisen in größeren, schlecht ausgebildeten Kristallen, häufig von einem Kranz von Biotit umgeben, Apatit in ziemlich dicken Säulchen und schließlich Titanit in blaßgelben, bis 0,5 mm großen spitzrhombischen Durchschnitten mit kleinem Achsenwinkel. Olivin, der in manchen Essexiten eine Rolle spielt, fehlt hier vollständig.

Die eingehende Untersuchung dieses interessanten Vorkommens, insbesondere auch in chemischer Beziehung, erfolgt sobald als möglich, sowie die Verbreitung des Essexits im Kaiserstuhl etwas näher festgelegt ist.

Freiburg i. Br., den 11. März 1913.

Zur eocänen Geographie des nordatlantischen Gebiets.

Von **Max Semper**, Aachen.

Wenn die folgenden Bemerkungen an die Darstellung geknüpft sind, die E. Haug in seinem Traité de géologie über die paläogeographischen Verhältnisse des Eocän gegeben hat[1], so muß gleich von vorneherein der Verdacht polemischer Absichten abgewehrt werden. Ich beabsichtige viel weniger eine dort übersehene Einzelheit zu verbessern, als an einem besonders prägnanten Beispiel eine in der heutigen Geologie übliche Anschauungsweise zu charakterisieren und daran anschließend die Frage zu berühren, ob hier nicht für manche in neuerer Zeit lebhaft verfolgte Zwecke ein bedeutsames Hindernis verborgen liegt.

Die geographische Beschaffenheit des nordatlantischen Gebiets wird nämlich an genannter Stelle in dreifachem Zusammenhang beschrieben, erstens auf Grund der Verbreitung der unter- und mitteleocänen Säugetierfaunen, zweitens auf Grund der Verbreitung der neritischen Meeresbewohner, drittens auf Grund gewisser Eigentümlichkeiten im Auftreten der Nummuliten. Hieraus ergäbe sich — in der gleichen Reihenfolge aufgezählt — erstens, daß die im

[1] E. Haug, Traité de géologie. Bd. II. p. 1397—1598. 1911.

Untereocän bestehende Landverbindung im Mitteleocän unterbrochen worden sei[1], zweitens, daß während des ganzen Eocäns, besonders aber im Mitteleocän, eine zusammenhängende Küstenlinie Europa und Nordamerika verband[2], drittens, daß während des ganzen Eocän boreale Meeresströme die amerikanische Ostküste bespült und für die (erst im Oligocän einwandernden) Nummuliten unbewohnbar gemacht hätten[3]. Diese borealen Meeresströme können nur angenommen werden, wenn man sich den Atlantischen Ozean mit einem arktischen Meer verbunden denkt. Es besteht also ein scharfer Widerspruch zwischen den Ergebnissen dieser drei Schlußreihen, um so mehr, als die sich zunächst einstellende Vermutung, es möchten sich diese Angaben doch auf irgend eine Weise vereinigen lassen, sich bei genauerer Betrachtung als nicht stichhaltig erweist.

Man könnte der weiteren Betrachtung entgegenhalten, daß eben die bisherige Kenntnis der Tatsachen nicht ausreiche, um zu einer klaren Vorstellung über die Paläogeographie des eocänen Atlantik zu gelangen, und daß hier nur ein neuer Beweis für die Unmöglichkeit einer wirklichen Paläogeographie vorläge. Doch wäre die hierin sich aussprechende Resignation erst zulässig, wenn es erweislich gar keine Möglichkeit gäbe, diese Widersprüche zu beseitigen. Jedenfalls sind sie unauflöslich, solange die obengenannten Aussprüche unverändert stehen bleiben. Woher sollten die borealen Meeresströme ausgegangen sein, die im Untereocän den Nummuliten die Besiedlung der ostamerikanischen Gewässer verboten, wenn der Atlantische Ozean vom arktischen durch eine Landbrücke getrennt war? Wie konnten im Mitteleocän diese Ströme auf die Wassertemperaturen im Golf von Mexiko einwirken, wenn sie doch weiter im Norden nicht imstande waren, den damals gerade besonders engen Zusammenhang der neritischen Faunen zu unterbrechen? Wie konnte schließlich dieser Zusammenhang so deutlich sein, wenn der nordatlantische Kontinent durch einen (natürlich als breit vorzustellenden) Meeresarm in eine europäische und eine amerikanische Hälfte zerlegt war[4], also schon durch die räumliche Entfernung zwischen den neritischen Zonen der außerdem noch klimatisch ungleichartigen Küstengebiete tiergeographische Verschiedenheiten bewirkt oder begünstigt werden mußten?

Läßt sich nun keine Beschaffenheit dieses Gebiets ausdenken, welche all diesen Anforderungen genug täte, so sind doch diese Anforderungen selbst keineswegs unvermeidlich. Am auffälligsten

[1] Ebenda. p. 1553, 1558.

[2] Ebenda. p. 1523, 1559.

[3] Ebenda. p. 1567.

[4] Haug spricht zwar nur ohne nähere Angabe von „Unterbrechung des Zusammenhangs", gemeint ist aber offenbar „Unterbrechung durch einen Meeresteil".

ist dieses bei den an die Nummuliten geknüpften Schlüssen. Für das Untereocän kann das Bestehen einer landfesten Verbindung zwischen Afrika und Südamerika noch mit den verhältnismäßig triftigsten Gründen behauptet werden [1]; darf man mit ihr rechnen, so bleibt es unverständlich, weshalb die Nummuliten nicht schon damals entlang dieser Küstenlinie überwanderten, da zu dieser Zeit der Atlantik vom arktischen Meer entschieden abgeschnitten war. Freilich kennen wir auch keine mit Bestimmtheit dem Untereocän angehörigen Bildungen in den Antillen oder sonst im amerikanischen marinen Tertiär [2]. Im Mittel- und Obereocän liegt für die Annahme der südlichen Landbrücke kein direkter Anhaltspunkt mehr vor; im Gegenteil widersprechen ihr andere Tatsachen, nämlich die Verwandtschaften zwischen den Eocänfaunen von Kamerun und Angola [3] und den entsprechenden Westeuropas und des Mittelmeers. Trotzdem begannen damals mediterrane Formen nach Mittelamerika überzuwandern [4], die Nummuliten als die letzten, im Oligocän. Sie treten dort in kleinen Formen auf, wie sie in Europa stets sich vorfinden, wenn die übrigen Merkmale der Faunen auf den Einfluß kühlerer Meeresströme deuten [5], jedoch sind andere übergewanderte Foraminiferen, denen sonst größere Empfindlichkeit gegen Temperaturerniedrigung zugeschrieben wird [6], in Amerika ihre Vorläufer und Begleiter; auch zeigt die sonstige Fauna, die unverändert aus den unteren, nummuliteufreien Vicksburg-Schichten in die oberen, nummulitenführenden übergeht, keine Spur, daß irgend eine Veränderung in den Lebensbedingungen eingetreten sei [7]. Unzweifelhaft setzten zu niedrige Meerestemperaturen der Nummulitenverbreitung eine Grenze, und wohl mit Recht beruft sich Stromer hierauf, um das Fehlen dieses Typus in den Eocänbildungen an der Westküste Südafrikas zu erklären [8], aber da die Existenz der Nummuliten außerdem an Seichtwasser gebunden war, so würde ein Afrika und Südamerika trennender Meeresteil ebenfalls ihre Ansiedlung an den amerikanischen Küsten verhindert haben. Dieses alles spricht mehr für die ältere Annahme, wonach im Mittel- und Obereocän kein brasilianisch-afrikanisches Festland mehr bestand, sondern nur eine Inselkette zwischen Nordafrika und den Antillen, die sich — vielleicht im Zusammenhang mit nach-mitteleocänen

[1] Haug, l. c. p. 1558, 1559 ff.
[2] Ebenda. p. 1523, 1525.
[3] Ebenda. p. 1526.
[4] Ebenda. p. 1525, 1560.
[5] Ebenda. p. 1567.
[6] Ebenda. p. 1567.
[7] Dall und Harris, Neocene. Bull. U. S. geol. Surv. No 84. 1892. p. 181, 182, 185.
[8] Stromer, Die Geschichte des afrikanischen Festlandes nach neueren Forschungen. Naturwiss. Wochenschrift. 1910. p. 163.

Gebirgsbildungen in Marokko[1] — gegen Ende des Eocäns erhob und sich erst zu Beginn des Oligocäns so dicht schloß, daß die Nummuliten eine Brücke geschlagen fanden, zu freilich anderweitig nicht besonders günstigen Lebensbezirken.

Scheint demnach die Verbreitung der Nummuliten verständlich zu werden auch ohne Annahme borealer Meeresströme an der amerikanisch-atlantischen Küste, so wird die Existenz solcher Ströme aus anderu Erwägungen direkt unwahrscheinlich. Nach DE GEER brach der nordatlantische Kontinent im späteren Tertiär nieder[2]; mit diesem Ereignis, das den arktischen Gewässern den Zutritt zum Atlantischen Ozean eröffnete und dort den heutigen ähnliche Zirkulationsverhältnisse hervorrufen mußte, läßt sich das plötzliche Vordringen der Chesapeakefauna kühlen Charakters bis in den Golf von Mexiko[3] ungezwungen in Zusammenhang setzen. Ein ähnlich scharfer Faunenwechsel hätte auch durch die vermutete mitteleocäne Meeresverbindung hervorgebracht werden müssen, jedoch findet sich davon nicht die mindeste Spur. Auf der europäischen Seite läßt sich eocäner Laterit in Irland[4] wenig mit der Annahme eines benachbarten kühlen Meeres vereinen und bei Betrachtung der marinen Faunen zeigt sich, daß der im Pariser Becken zur Mitteleocänzeit sehr auffällige tropische, speziell indopazifische Einschlag sich an benachbarten, aber unmittelbar am Atlantik gelegenen Äquivalenten noch verstärkt[5]. Man kann also nirgendwo eine Spur der vermuteten arktischen Meeresverbindung in der Zusammensetzung der Faunen entdecken. Vielmehr ging die einzige Verbindung beider Ozeane, die sich erkennen läßt, durch das Pariser Becken hindurch, und sie bestand in einem Meeresarm, dessen weiterer Verlauf nach den Darstellungen DE GEER's und nach der Verbreitung der diluvialen Eocängeschiebe[6] vermutlich nicht im Gebiet der Nordsee und westlich von Skandinavien zu denken ist[7], sondern im Gegenteil östlich von Skandinavien, quer durch das später vereiste Gebiet hindurch[8].

Soweit also marine Organismen in Betracht kommen, spricht alles mehr für die während des ganzen Eocän unveränderte Existenz eines nordatlantischen Kontinents. Die gegenteilige Annahme

---

[1] HAUG, l. c. p. 1573.

[2] G. DE GEER, Kontinentale Niveauveränderungen im Norden Europas. Compte rendu intern. Geol. Congr. 1910. p. 849 ff.

[3] DALL und HARRIS, l. c. p. 186.

[4] COLE, The red zone in the basaltic series of the County of Antrim. Geol. Mag. 1908. p. 341.

[5] HAUG, l. c. p. 1457.

[6] Ebenda p. 1444.

[7] Ebenda p. 1559.

[8] M. SEMPER, Das paläothermale Problem. II. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1899. p. 202.

führt nur zu Schwierigkeiten und Unverständlichkeiten, und so ist zu fragen, ob das ihr hauptsächlich zugrunde liegende Argument, die Verbreitung der eocänen Säugetiere Europas und Amerikas, ihre Übereinstimmung im unteren, ihre Verschiedenheit im mittleren und oberen Eocän, nicht einer gleichberechtigten Umdeutung zugänglich ist.

Die nordamerikanischen Fundorte eocäner Säugetiere liegen ganz im Westen des Kontinents; der gesuchte, von Europa trennende Meeresarm braucht nicht im atlantischen Gebiet, sondern konnte auch weiter westlich gelegen sein, in demselben nord-südlichen Streifen, der schon in der Kreidezeit einmal überflutet war. Die eocänen Sedimente im Mississippital enden fast genau an der Stelle, bis zu der von Norden her das diluviale Inlandeis reichte. Man könnte vermuten, daß die nördliche Fortsetzung der Eocängebilde zerstückelt und daher übersehen worden sei, ähnlich wie das norddeutsche Eocän größtenteils vernichtet wurde und sich bis zum Beginn der Detailaufnahmen der Beobachtung so gut wie ganz entzog. Jedoch weisen die Eocänbildungen von Kentucky und Missouri, sowie die südlicheren von Texas und Arkansas deutlich auf unmittelbare Nähe des Landes und scheinen sämtlich in einem breiten Flußästuar gebildet zu sein [1].

Dafür gelangt man im Verfolg einiger Andeutungen in Osborn's zusammenfassender Schilderung der eocänen Säuger [2] auf einen aussichtsreicheren Weg. Obwohl die von ihm übernommene paläogeographische Karte Matthew's für das Mitteleocän den Atlantischen Ozean ungefähr in der gegenwärtigen Umgrenzung zeigt, erwähnt der Text, daß die damalige Isolation von Europa und Amerika auch durch klimatische Verschiedenheiten hervorgebracht sein könne, daß zwischen den Faunen beider Erdteile ähnliche Unterschiede beständen, wie allgemein zwischen „kontinentalen" und „peninsularen" Faunen usw. Wenn sich nun belegen läßt, daß im Untereocän und im Oligocän die Lebensverhältnisse in Europa und Amerika sich ähnlich, im Mittel- und Obereocän aber unähnlich waren, so ist damit manches für die Entscheidung obigen Problems erreicht, vielleicht sogar mehr, als einer umständlichen Analyse von Gattungs- und Artmerkmalen mit Ausdeutung auf klimatische oder sonstige bionomische Anpassung überhaupt in Aussicht steht.

Europa bildete im Untereocän nach Ausweis der zahlreichen Süßwasserablagerungen ein zusammenhängendes, freilich wohl ebenes und reich bewässertes Festland, war also darin, wie auch in der Flora zum Ausdruck kommt [3], dem Westen Nordamerikas sehr ähnlich. Das Meer drang nur in ziemlich schmalen und flachen

[1] W. B. Clark, Eocene. Bull. U. S. geol. Surv. No. 83. 1891. p. 202.
[2] Osborn, The age of mammals. 1910. p. 137 ff.
[3] Haug, l. c. p. 1530.

Buchten ein, überflutete aber durch die mitteleocäne Transgression die ganze Fläche bis auf eine Anzahl alter Gebirgskerne, die wenig umfangreiche Inseln bildeten. Damit zugleich trat eine völlige Umwandlung der Floren und marinen Faunen ein durch Zuwanderung von jetzt indischen Elementen, deren Heimat auch für damals im indopazifischen Gebiet zu suchen ist, und zwar weisen nicht nur Meeresbewohner, sondern auch Landbewohner, offenbar verschleppt durch Meeresströmungen, auf solche Herkunft[1]. Im Oligocän ward die Meeresbedeckung in Europa zwar nicht wesentlich geringer, eher in manchen Teilen noch verbreitert; da aber die Meere nunmehr ihre Hauptzuflüsse nicht mehr aus tropischen, sondern aus nördlichen kühleren Regionen erhielten, so entstand ein klimatischer Typus, der sich vom kontinentalen weniger stark unterschied, als der ozeanisch-warme der vorhergehenden Epochen.

Zu solchen Schwankungen findet sich in Nordamerika keine Parallele[2]. Die Verschiedenheiten, welche zwischen den sich folgenden Faunen bemerkbar werden, erklären sich z. T. daraus, daß durch die Zufälle der Erhaltung andere Ausschnitte aus der Gesamtfauna überliefert worden sind; in vielen Fällen aber verfolgte, durch äußere Einflüsse ungestört, die Entwicklung die anfänglich eingeschlagenen Bahnen weiter. Die Zeiten der faunistischen Übereinstimmung weisen also nach andern Erwägungen zugleich eine Annäherung der allgemeinen Lebensverhältnisse in Europa und Amerika auf; umgekehrt sind zu andern Zeiten faunistische und bionomische Verschiedenheiten miteinander verbunden. Man ist also auch nicht gezwungen, für diese letzteren Fälle, aller sonstiger Argumente zum Trotz, auf räumliche Trennung der Kontinente zu schließen, kann auch unkontrollierbare Annahmen über die Beschaffenheit des unbekannten nordatlantischen Landes, Unpassierbarkeit infolge von Wüstenbildung oder Hinweise auf die Tse-tse-Fliege und Ähnliches[3] beiseite lassen und wird bei der Ansicht stehen bleiben müssen, daß Europa im Mittel- und Obereocän maringeographisch und floristisch, aber auch in bezug auf die Säugetierfauna zu einer östlichen, indischen Provinz gehörte, daß diese nur so weit auf das nordatlantische Festland übergriff, als der klimatische Einfluß des mediterran-indischen Meeres reichte, daß aber die Grenzgebiete unbekannt und wahrscheinlich jetzt unter dem Atlantischen Ozean begraben sind.

Es ist also keineswegs unmöglich, in dieser Weise eine in sich widerspruchslose Auffassung von den tiergeographischen und maringeographischen Zuständen des atlantischen Gebiets im Eocän zu entwickeln; nur bleibt diese Auffassung zu einem wesentlichen Teil, wie man sagt, „hypothetisch", d. h. es fehlt ein Beweis, und

[1] Haug, l. c. p. 1549.
[2] Osborn, l. c. p. 138, 181, 208.
[3] Osborn, l, c. p 38, 285.

es läßt sich auch wohl kaum beweisen, daß z. B. die Gattungs- und Artmerkmale der mitteleocänen Säuger außer für begrenztlokale auch für allgemein-regionale Lebensbedingungen charakteristisch sind, also hier für ozeanisch-warmes, dort für kontinentales Klima. Es bliebe auch nach Durchforschung eines denkbar reichen Materials doch nur ein Glaube, eine durch Willensakt übernommene Überzeugung, wenn man den von Osborn, wie erwähnt, in zweiter Linie angeführten, von Haug ganz in den Hintergrund geschobenen Faktoren der tiergeographischen Begrenzung den Vorrang zuschreibt und die von ihnen dargebotene Erklärung für ausreichend erachtet. Demgegenüber machen die zu Anfang wiedergegebenen Schlüsse Haug's, solange man jeden für sich allein betrachtet, den Eindruck positiver Beweisbarkeit und Bestimmtheit, und es ist kein Zweifel, daß sie, isoliert genommen, den einzelnen hier entgegengestellten weit überlegen scheinen. Die Schwäche jener ersteren tritt erst hervor, wenn man sie zu einem Gesamtbild vereinigt; umgekehrt leiten diese letzteren ihre Berechtigung hauptsächlich daraus ab, daß sich mit ihrer Hilfe ein widerspruchloses Gesamtbild gewinnen läßt.

Wie man sich aber auch gegen diese Sätze im einzelnen verhalten möge, so viel ist doch unzweifelhaft: daß eine widerspruchsvolle Gesamtanschauung auch im einzelnen nichts erklärt und nicht aufrecht erhalten werden kann. Dadurch wird man vor die schwierig zu handhabende Frage gestellt: wie ist es zu erklären, daß Haug das Vorhandensein dieser Widersprüche nicht bemerkte, oder es, was wahrscheinlicher ist, absichtlich mit Stillschweigen überging? An einer andern Stelle des Traité wird ein ähnlicher Widerspruch angemerkt, als nämlich das Auftreten nahverwandter permischer Landbewohner auf der nördlichen und südlichen Halbkugel zur Annahme eines die Tethys überquerenden Landweges zwang, während die marinen Fossilien für ungestörten Zusammenhang der westlichen und östlichen Meere zu sprechen schienen[1]. Nun handelt es sich beim Eocän um verschiedene, untereinander unabhängige Tatsachenreihen; Widersprüche entstehen erst, wenn aus den Beobachtungen mit Hilfe hypothetischer Prämissen (Annahmen über die Ursachen der Tierverbreitung und Faunenbegrenzung) Schlüsse gezogen werden; im Perm aber sind es viel unmittelbarer die Tatsachen, die sich kreuzen. Die Bereicherung der geologischen Erfahrung, die im letzten Jahrhundert errungen wurde, ist wesentlich dadurch geschaffen, daß sich die Forschung mit ausschließlicher Energie der ersten Aufgabe der Geologie und Paläontologie, der Beschreibung des gegenwärtigen Befundes, zuwandte. Hierbei war nur geringes Handwerkszeug an Hypothesen erforderlich und dieses brauchte niemals in Diskussion

[1] Haug, l. c. p. 821.

gezogen zu werden. In der Gegenwart aber wird auch die andere Aufgabe: Rekonstruktion der vorzeitlichen Zustände, immer umfassender in Angriff genommen. Bei ihr ist ein beträchtliches Rüstzeug an Hypothesen unentbehrlich, wenn man überhaupt zu Schlüssen gelangen will, aber die Forschung verhält sich ihrem gedanklichen und begrifflichen Material gegenüber mit wenigen Ausnahmen genau so, wie sie es in der vorhergehenden Tätigkeit mit Erfolg geübt hatte: sie diskutiert es so wenig wie möglich, ja, in manchen Fällen scheint es, als suche sie es völlig zu ignorieren, und als habe sie das Bewußtsein dafür verloren, daß Tatsachen einerseits und andererseits Schlüsse, die hier notwendig immer mindestens zur Hälfte Hypothesen als Prämissen haben, zu unterscheiden sind[1] und wissenschaftlich ganz verschiedene Behandlungsweisen erfordern.

Wenn also in dem hier besprochenen Werk und bei diesem Thema entweder die Aufmerksamkeit erlahmte oder die Diskussion abgebrochen wurde, sobald es auf eine Prüfung der verwendeten Hypothesen ankam, so ist das nicht für den Autor, sondern für das heute in der Geologie als maßgebend anerkannte Verhalten bezeichnend, ein prägnantes Beispiel und nicht bloß eine zufällige Einzelheit. Es verrät sich darin der Wunsch und die Überzeugung, positiv gesicherte, exakt gewonnene Ergebnisse zu besitzen und sich auf solche zu beschränken. Widersprechen sich dann bei der Rekonstruktion der Vorzeit die als exakt und Tatsachen-gleich gewerteten Schlüsse, so wird man dem nur geringe Bedeutung beimessen, weil man von diesem Standpunkt aus die Fehlerquelle nur in unvermeidlichen Lücken der Tatsachenkenntnis suchen kann. Das Aufsuchen von Widersprüchen und Unstimmigkeiten erscheint dann überflüssig oder gar irreführend; in Wirklichkeit ist es aber für die rekonstruierende Geologie als eine mit Hypothesen arbeitende Wissenschaft weit wichtiger als das Herbeischaffen von Bestätigungen, denn es ist das einzig vorhandene Mittel um Wahrheit und Irrtum der Hypothesen, ursprünglich reiner Phantasiegebilde, aber von entscheidendem Einfluß auf die Resultate, zu prüfen und Notwendigkeiten zur Abänderung oder Verbesserung aufzufinden.

Gegen Hypothesenänderungen, die unter Berücksichtigung bekannter, aber bisher beiseite gelassener Tatsachen Widersprüche hinwegräumen, wird sich niemand wehren. Eine andere Frage ist, wie man sich Widersprüchen gegenüber verhalten solle, wenn zur Veränderung der mitwirkenden Hypothesen, anders wie in vor-

[1] Zu vergleichen ist u. a. die Diskussion zwischen G. Andersson und H. Brockmann-Jerosch (Compte rendu intern. Geol. Congr. 1910, p. 373, 413) über „Tatsachen" und „Hypothesen" betr. das Klima der Eiszeit und Nacheiszeit, d. h. also über Schlüsse, die aus Prämissen von teils Tatsachen, teils Hypothesen gezogen sind und daher niemals reine Tatsachenfeststellungen werden können.

liegendem Fall, aus Mangel einschlägiger Beobachtungen keine Handhaben gegeben sind. Man wird sich dann darauf beschränken müssen, solche Hypothesen als reine „Arbeitshypothesen", nur gültig zu bestimmten Zwecken und in begrenztem Bereich, stehen zu lassen. Im übrigen aber darf man sich vielleicht auf einen Ausspruch Goethe's beziehen, der an Cuvier's Neigung zu positivbestimmter Ausdrucksweise Anstoß nahm und im Anschluß an dessen discours sur le revolutions de la surface du globe bemerkte: „Der Mensch gibt überall Probleme zu und kann doch keines ruhen und liegen lassen; und dieses ist auch ganz recht, denn sonst würde die Forschung aufhören; aber mit dem Positiven muß man es nicht so ernsthaft nehmen, sondern sich durch Ironie darüber erheben und ihm dadurch die Eigenschaft des Problems erhalten; denn sonst wird man bei jedem geschichtlichen Rückblick konfus und ärgert sich über sich selbst."

Die Geologie ist schon oft in der Lage gewesen, sich in dieser Weise ärgern zu müssen, und es steht bis jetzt zu befürchten, daß gleiches ihr in Zukunft nicht erspart bleiben wird.

Ueber die Packung tertiärer, diluvialer und rezenter Sande und das Porenvolumen von Sandsteinen.

Von stud. geol. **Astrid Monsen** in Königsberg Pr.

In seiner Abhandlung: „Die Annahme der submarinen Erhebung des Alpenzuges und über Versuche, Vorstellungen über submarine Gebirgsbewegung zu erlangen", zeigt Professor Tornquist auf Grund eingehender Versuche, die mit Seesand ausgeführt wurden, wie außerordentlich verschieden locker und fest sedimentierte Sande in ihren physikalischen Eigenschaften sind und weist darauf hin, daß diese Tatsache für Lösung wichtiger, geologischer Probleme in Betracht zu ziehen ist.

Das verschiedene physikalische Verhalten des Sandes ist durch die verschiedenen Porositätsverhältnisse des Sandes bedingt. Die Porosität, d. h. das Volumen der Poren des Sedimentes zum Gesamtvolumen desselben, oder die Packung des Sedimentes schwankt in sehr weiten Grenzen, je nachdem die Sandkörner sich mit größeren Flächen oder an den Kanten berühren. Als Maximum der Porosität kann 47,54 Volumenprozent Poren, als Minimum 25,95 % Poren eines Sandes angesehen werden.

Es schien von Bedeutung, die in der Natur vorkommenden Sande an Ort und Stelle ihrer natürlichen Ablagerung auf ihre Porosität und Packung hin zu untersuchen. Es wurden zu diesem Zwecke die in der Umgegend von Königsberg anstehenden Sande von mir einer Prüfung unterzogen, über die ich hier vorläufig kurz

berichte, da ich den Abschluß der Arbeit noch eine Zeitlang hinausschieben muß.

Es kamen hierfür Sande des Tertiär, Diluvium, Alluvium und die rezenten Dünensande in Betracht, deren einzelne Elemente durch kein Zement verbunden sind, was in älteren Formationen nur ausnahmsweise der Fall ist, wie z. B. bei den untersilurischen Glaukonitsanden der russischen Ostseeprovinzen und den im Untergrunde Ostpreußens erbohrten Jurasanden.

A. Tertiäre Sande

a) des Zipfelberges bei Groß-Kuhren, Samland:
   1. Unteroligocänes Sediment der ferneren Uferzone des Oligocänmeeres.
   2. Grober Quarzsand, Grenzschicht zwischen Unter-Oligocän und Miocän. Litoralsediment.
   3. Miocäner Quarzsand zwischen unteren und oberen Letten. Limnisches Flachwassersediment.

b) der Seeberge zwischen Palmnicken und Dirschkeim: Miocäner, feinkörniger Sand. Limnisches Flachwassersediment.

c) Tertiärer Quarzsand, etwa 10 cm breiter Streifen, anstehend in der Bernsteingrube von Palmnicken.

B. Diluviale Sande.

a) Diluvialer Sand, anstehend in Palmnicken, Tagebau der Bernsteinwerke.

C. Alluviale Sande.

a) Dünensande der Wanderdüne der Kurischen Nehrung zwischen Rossitten und Pillkoppen.
   1. Sand der Sturzdüne des Predinberges.
   2. Sand des Dünenkammes des Predinberges.
   3. Sand der Luvseite des Predinberges.
   4. Sand des Perwellberges bei Rossitten.
   5. Sand der Kunzener Berge bei Alt Kunzen.

b) Seesand.
   1. Seesand am Strande der Kurischen Nehrung bei Rossitten.
   2. am Strande bei Groß-Kuhren.
      α) Seesand in der Schälung.
      β) Sand in der See.
      γ) Strandsand an Schälung.

Das Porenvolum, d. h. die Summe der Hohlräume (Poren) in einem bestimmten, zumeist lockeren oder verkitteten Sediment, wurde durch Prüfung der genannten Sande am Orte ihrer Ablagerung mit eigens dazu konstruierten Apparaten wie folgt ermittelt und in Volumprozenten berechnet:

Tertiäre Sande.

Fundort	Mittelwerte des Porenvolums d. h. Porenvolumen durch Sedimentvolumen
1. Zipfelberg bei Groß-Kuhren, Samland: Unteroligocäner glaukonitischer Quarzsand.	40,5 %.
2. Zipfelberg: grober Quarzsand. Grenzschicht zwischen Unteroligocän und Miocän.	40 %.
Zipfelberg: Gestreifter, miocäner Quarzsand zwischen unteren und oberen Letten.	36,5 %.
Seeberge zwischen Palmnicken und Dirschkeim: Miocäner Glimmersand.	33 %.
Palmnicken: Kgl. Bernsteinwerke, in der Grube, etwa 10 cm mächtiger, zwischen blauer Erde anstehender Streifen groben Quarzsandes.	35,9 %.

Diluviale Sande.

Fundort	Mittelwerte des Porenvolums
Palmnicken, Bernsteinwerke, Tagebau: Diluvialer Quarzsand unter Geschiebemergel.	32 %.

Alluviale Sande.

Fundort	
Dünensande der Wanderdüne der Kurischen Nehrung zwischen Rossitten und Pillkoppen.	
1. Rezenter Dünensand der Sturzdüne des Predinberges:	
α) Ganz unten am Fuß der Sturzdüne.	37,5 %.
β) An verschiedenen Höhen des Abhanges der Sturzdüne.	42 %.
Sand des frisch aufgewehten Dünenkammes.	46 %.
γ) An der Luvseite.	40 %.
2. Sand des Perwellberges bei Rositten:	
α) Ganz am Fuße der Düne.	37,6 %.
β) In verschiedenen Höhen.	40 %.
Rezenter Dünensand der Kunzener Berge bei Kunzen. Sturzdüne.	43,5 %.

Seesand.

1. Seesand am Strande der Kurischen Nehrung bei Rossitten.	40 %.
2. Am Strande bei Groß-Kuhren:	
α) Sand in der See.	43 %.
β) Strandsand an der Schälung.	35 %.
γ) Lockerer, trockener Strandsand.	42,8 %.

Die Untersuchung ergab demnach, daß marine Sande, die nicht der uferfernen Litoralzone angehören, feste Packung besitzen. Dagegen gehen die Sande des oberen Unter-Oligocän häufig in lockere, offenbar litorale, ufernahe Packung über.

Dagegen sind Süßwasserablagerungen fester gepackt, ebenso die diluvialen. Dünensande zeigen direkt anstehend lose, aber unter dem Druck der darauflagernden Düne festere Packung.

Hiermit stehen Beobachtungen über Porosität in Sandsteinen im Einklang.

Ich untersuchte bisher folgende Sandsteine:

A. Kreidesandsteine.

1. Quadersandsteine aus dem Cenoman, Turon, Senon.
   a) Über-Quader von Herrenleite.
   b) Sandstein von Quedlinburg, Senon.
   c) Cenomaner Sandstein, Unter-Quader, Götzenbruch bei Rabenau.
   d) Quadersandstein, Kommunebruch bei Königstein.
   e) *Labiatus*-Quader, Bildhauersandstein, Groß-Cotta bei Pirna, Turon.
   f) *Labiatus*-Quader, Bildhauersandstein, Rosen (?) Rosendorf bei Pirna, Turon.
   g) Unter-Quader, untere Schicht, Dohna, Branamühle.
   h) Oberer Quader, Ucketaler Grund.
   i) Unter-Quader, obere Schicht, Dohna, Branamühle.
   j) Muschelquader, Coschütz bei Dresden.
   k) Elbsandstein, Bodenbach.
   l) Unterer Quadersandstein von Bannewitz bei Dresden.
2. Bunter Sandstein, Heidelberg am Neckar.
3. Bunter Sandstein, Casseley in der Eifel.

Die Prüfung der erwähnten Sandsteine hatte zur Aufgabe, das ursprüngliche Porenvolum der Sandsteine festzustellen, d. h. das absolute Porenvolum ohne Cement zu bestimmen, um dadurch der Frage über die natürliche Ablagerung des Sediments näher zu kommen. Wie zwei Beispiele zeigen mögen:

1. *Labiatus*-Quader, Rosendorf bei Pirna, Turon, mit ursprünglichem Porenvolum 38,6 %;
2. Unter Quader und Schicht, Dohna, Branamühle, mit ursprünglichem Porenvolum 32,7 %,

steht hier das Porenvolum mit dem bei den fossilen und rezenten litoralen, küstenfernen und küstennahen Sanden ermittelten im Einklang.

Meine weitere Arbeit soll sich auf die Betrachtung möglichst vieler Sandsteine, besonders auf den Buntsandstein, beziehen.

Königsberg Pr., 28. Januar 1913, Geologisches Institut.

Geologische Beobachtungen im Gebiete des Fornogletschers (Engadin).

Von **H. P. Cornelius.**

Auf der Exkursion in die Alpen, welche die Geologische Vereinigung im Sommer 1912 veranstaltete, erfuhr ich zu meiner großen Überraschung aus dem Munde von Herrn Geheimrat G. Steinmann dessen Ansicht, nach welcher die Granitmasse der Albigna-Disgrazia-Gruppe tertiären Alters wäre. Steinmann gründete diese Ansicht auf das Auftreten des Granits im allgemeinen, sowie auf dessen petrographische Beschaffenheit, welche keinerlei Anzeichen einer stärkeren mechanischen Beanspruchung erkennen läßt. Ich unternahm darauf, um über diese Frage ins klare zu kommen, zu Anfang September des letzten Jahres einige Exkursionen in das Fornogebiet. Dieselben lieferten Resultate, welche mir in mancher Beziehung interessant genug scheinen, um die Bekanntgabe eines kurzen vorläufigen Berichts zu rechtfertigen.

Fassen wir zunächst die tektonische Situation unseres Gebietes ins Auge! Wie ich kürzlich[1] mitgeteilt habe, wird der aus Gneisen und Phylliten der Malojaserie bestehende kristalline Kern der rhätischen Decke in Val Maroz, unmittelbar westlich von Casaccia, von Grünschiefern unterlagert, welche dem verkehrten Schenkel der nämlichen Decke angehören. Desgleichen bilden die Grünschiefer und Serpentine von Val Malenco die Unterlage der Gneise der rhätischen Decke in der Kette Piz Fora—Sasso d'Entova, wie aus den Untersuchungen F. Zyndel's[2] und des Verfassers hervorgeht. Wir haben also zu erwarten, daß die Kontaktfläche, welche jene beiden Gesteinsgruppen trennt, auch zwischen Casaccia und den Bergen östlich des Murettopasses ausstreicht. Und in der Tat: steigen wir von Maloja südwärts hinauf nach der Terrasse Salacina (nördlich des gleichnamigen Gipfels), so erreichen wir dort die Südgrenze der E-W streichenden und steil (bis 50°) N fallenden Malojagneise. Den im Süden sich erhebenden, felsigen Grat, welcher vom Piz Salacina gegen NE zieht, bauen die unterlagernden Grünschiefer auf. Sie ziehen gegen NE hinab nach dem Knie der Ordlegna, ca. 1 km nördlich des Lej da Cavlocc, und treten dort noch auf die Nordseite jenes Flusses. Der Kontakt mit den hangenden Gneisen ist leider auf dieser ganzen Strecke

[1] H. P. Cornelius, Über die rhätische Decke im Oberengadin und den südlich benachbarten Gegenden. Dies. Centralbl. 1912. p. 632 ff. — Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpaß. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXV. 1913. Karte Tafel XIX.

[2] F. Zyndel, Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Neue Folge XLI. 1912. p. 25. — Die Ergebnisse Zyndel's stimmen bezüglich der Tektonik von Val Malenco (wie auch in vielen anderen Punkten) vollkommen mit den meinigen überein.

nirgends aufgeschlossen, doch läßt sich leicht erkennen, daß letztere stets von dem Grünschiefer weg, nach N bis NW einfallen. An dem erwähnten Ordlegnaknie nun erfährt die Grenze der beiden Gesteinsgruppen einen scharfen Knick: sie wendet sich, ungefähr dem Tallaufe folgend, fast genau gegen Süden. Die unterste Felsmauer auf der Ostseite besteht bereits aus Gesteinen der Gneisserie; Grünschiefer stehen zusammenhängend bis zum Lej da Cavlocc an, dann noch in einzelnen Aufschlüssen: den südlichsten fand ich am N-Fuß des Pizzo dei Rossi. Auf dieser ganzen Strecke herrscht im Norden flacheres (20—30°), gegen Süden immer steileres Gefälle nach ENE bis E; am Murettopaß steht der Gneis sogar vertikal, ja, etwas südlich der Paßhöhe ist derselbe, wenigstens lokal, ein wenig gegen E überkippt.

In die Grünschiefer ist jedoch nochmals eine Gneisschuppe eingebettet. Dieselbe bildet den Gipfelkopf des Piz Salacina, sowie (infolge des ENE-Gefälles) fast das ganze Gehänge westlich der Strecke Lej da Cavlocc—Plancanin; ich möchte sie der Kürze halber als Cavloccschuppe bezeichnen. Sie schießt überall unter die bisher betrachteten Grünschiefer (vom P. Salacina-NE-Grat etc.) ein: ihr Liegendes wird wiederum von Grünschiefern gebildet, welche ich indessen nur am Südgrat des Piz Salacina, sowie zwischen Plancanin und dem Ende des Fornogletschers anstehend kenne. An ersterer Lokalität enthalten dieselben ein kleines Lager von hochkristallinem, schieferigem Kalk — teils grau, ziemlich homogen, teils hell, mit Bänderung durch erhaben herauswitternde Lagen; in ersterer Varietät könnte man vielleicht ein hochmetamorphes Äquivalent der Liasschiefer, in letzterer ein solches des „Hyänenmarmors" des Septimer-Juliergebiets erblicken.

Über die tektonischen Beziehungen zwischen der Cavloccschuppe und der Gneismasse der rhätischen Decke habe ich noch keine Klarheit erlangen können. Wahrscheinlich ist die erstere nur eine lokale Digitation des Kerns der rhätischen Decke; ich vermute einen Zusammenhang beider am Pizzo dei Rossi, dessen Hochregion ich noch nicht besuchen konnte; die vollkommene Identität vieler Gesteinstypen der Cavloccschuppe mit solchen der Murettogegend verdient jedenfalls hervorgehoben zu werden.

Bei den bisherigen Betrachtungen haben wir das orographisch wie geologisch wichtigste Element, das sich am Aufbau des Fornogebiets beteiligt, noch gar nicht erwähnt: den Granit, der die zahlreichen prachtvollen Hochgipfel auf der Süd- und Westseite des gewaltigen Gletschers wohl ausschließlich aufbaut. Längs einer Linie, welche von P 2562 südlich des Piz Salacina gegen SE nach dem Tal unterhalb der Zunge des Fornogletschers läuft, stößt er an die kristallinen Schiefer des Cavloccgebiets. Am besten sind die Kontaktverhältnisse im Tale des Fornogletschers zu beobachten. Bei Plancanin stehen wir auf den ca. 30° NE fallenden

Gneisen der Cavloccschuppe. Dieselben nehmen gegen SW erst noch steilere, dann ganz flache Lage an; südlich lassen sie, im Tal des Fornogletschers, die unterlagernden Grünschiefer hervortreten. Am ersten bedeutenden Couloir (von Plancanin aus gerechnet), das von W herabzieht, werden beide Gesteine gegen SW vom Granit scharf abgeschnitten; die Grenze steht saiger. — Gehen wir von hier weiter taleinwärts, so treffen wir nach Durchschreitung von ca. $^1/_2$ km Granit, nahe dem Ende des Fornogletschers, abermals Schiefergesteine an: eine nördliche Zone von Gneis, eine südliche von Grünschiefer, alles mit vertikaler Schieferung. Diese Gesteine sind nach allen Richtungen durchadert von großen und kleinen Granitgängen [1], vollständig in Schollen aufgelöst, deren Dimensionen von ganz kleinen bis zu Hausgröße schwanken. Injektions- und Einschmelzphänomene sind namentlich an kleinen Einschlüssen vielfach zu beobachten. Gegen W setzt diese Schollenzone hinauf an den Grat südlich der Cima di Murtaira; gegen SE findet sie eine Fortsetzung in größtem Maßstabe im Pizzo dei Rossi, auf dessen E-Seite besonders die Durchaderung der dunklen Schiefergesteine durch helle Granitgänge schon aus der Ferne prächtig sichtbar ist. — Auch nördlich der Granitgrenze setzen bereits einzelne Gänge auf, wohl der bedeutendste im Gneis des Salacinagipfels; an dessen Südgrat sind mehrere kleinere gut aufgeschlossen, welche sowohl die Grünschiefer, als auch die oben erwähnten Kalke durchdringen. An allen diesen Gängen läßt sich die Beobachtung machen, daß sie im Gneis Neigung zur Lagergangbildung zeigen, während sie den Grünschiefer senkrecht zur Schieferung zu durchsetzen pflegen und dabei parallel zu derselben einzelne Apophysen abgeben.

Der Granit besteht aus Orthoklas (bezw. Mikroperthit) und saurem Plagioklas in wechselnden Mengenverhältnissen, reichlich Quarz und im allgemeinen spärlichem dunklem Glimmer. Das Gestein ist seiner überwiegenden Masse nach porphyrartig ausgebildet — die Orthoklase können mehrere Centimeter Länge erreichen — und erinnert im Handstück stark an Vorkommnisse des südlichen Schwarzwaldes. Im Dünnschliff erkennt man häufig beginnende Umwandlung der Feldspäte zu Serizit, des Biotits zu Chlorit, sowie gelegentlich undulöse Auslöschung am Quarz, doch nie in starkem Grade. Die Textur des Gesteins ist stets vollkommen massig; nur ausnahmsweise findet man in Granitgängen Parallelorientierung der Glimmerblätter, welche ungezwungen als primäre Fluidalerscheinung gedeutet werden kann. — Nach dem

[1] Wie dies schon Theobald beobachtet hat; vergl. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. III. 1866. p. 245. Über die Fortsetzung dieser Erscheinungen gegen W siehe ebendort p. 265 ff.

Gesagten kann ich mich nicht der Ansicht G. Melzi's [1] anschließen, welcher das (nach seiner wie Theobald's Beschreibung mit dem Granit vom Fornogletscher vollkommen übereinstimmende) Gestein des Hintergrundes von Val Masino als Gneis (*„gneiss porfiroide"*) bezeichnet. Eine Begründung dieser Bezeichnung habe ich in der im übrigen schönen Arbeit Melzi's vergebens gesucht; im Gegenteil geht aus dem Text wie aus den beigegebenen Mikrophotographien hervor, daß das fragliche Gestein eine ganz normale granitische Struktur besitzt, bei vollkommen massiger Textur.

Bei einem Granitmassiv von solchen Dimensionen wie sie das in Rede stehende besitzt — ca. 20 km Länge, 12 km Breite — darf man von vornherein Kontakterscheinungen in beträchtlichem Maße erwarten. Und solche sind in der Tat vorhanden. Während nämlich die Gneise der Malojaserie bis auf Salacina ihr normales Gepräge tragen, wie wir es bei Maloja und auf der Nordseite des Silsersees kennen lernten [2], ändert sich ihr Gepräge sehr wesentlich, wenn wir weiter nach Südosten gehen: die typomorphen Mineralien der obersten Zone der kristallinen Schiefer (nach Becke und Grubenmann), Sericit bezw. Phengit und Chlorit, welche die normale Ausbildungsweise der Malojagesteine charakterisieren, verschwinden vollständig; Biotit und manchmal etwas Muskovit treten an ihre Stelle. Dazu kommen in vielen Gesteinen noch typische Kontaktmineralien: Granat und Andalusit, im unmittelbaren Kontakt auch Sillimanit. Quarz und Feldspäte fehlen selbstverständlich auch nicht im Mineralbestand. Wir erhalten also als wichtigste Gesteinstypen: Biotitlagengneise (Piz Fadöz, S-Seite), porphyroblastische Biotit-Granatgneise (Murettopaß; Fornogletscher); granatführende Andalusit-Biotitgesteine (Lej da Cavlocc, mit bis 3 cm langen Andalusitprismen); hinzu treten noch feinschieferige, sehr graphitreiche Gesteine, ähnlich den Graphitphylliten von der Nordseite des Silsersees, doch in unserem Falle auch reichlich Biotit führend (Piz Salacina), sowie Quarzite mit z. T. hohem Gehalt an diopsidartigem Pyroxen (Murettopaß; Lej da Cavlocc). Vollständig massige Texturen, Hornfels- und Siebstruktur sind vielen dieser Gesteine eigen. Mit den Grünschiefern vollzieht sich eine analoge Veränderung: die normalen Epidotchloritschiefer der obersten Zone, wie sie westlich von Casaccia herrschen, treffen wir noch am NE-Grat des Piz Salacina; von dort gegen S und SE gehen sie sehr rasch über in Amphibolite, die im wesentlichen aus grüner Hornblende und Plagioklas bestehen; letzteren konnte ich in vielen Fällen als Labrador bestimmen. Ein bedeutender Gehalt an Biotit findet sich in vielen, ein geringer

[1] G. Melzi, Ricerche geologiche e petrografiche sulla Valle del Masino. Giorn. di Min. IV. 1893. p. 120 f.

[2] H. P. Cornelius, a. a. O. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXV, p. 389 ff.

an monoklinem Pyroxen in manchen dieser Gesteine; vereinzelt trifft man auch Granatführung. Ehemalige porphyrische und Gabbrostrukturen sind in manchen Fällen noch erkennbar (Lej da Cavlocc). Die kristallinen Kalke vom Südgrat des Piz Salacina geben sich unter dem Mikroskop ebenfalls als reichlich Diopsid führend zu erkennen.

Wenn es auch bei vielen dieser Gesteine zurzeit, und ohne chemische Untersuchung wohl überhaupt nicht möglich ist, die stoffliche Identität mit bestimmten, nicht veränderten Typen nachzuweisen, so ist doch eines sicher: alle erwähnten Gesteine aus dem Raum zwischen der Granitgrenze und der Linie Murettopaß—Lej da Cavlocc enthalten Mineralien, welche zu ihrer Bildung einer hohen Temperatur bedürfen (Andalusit, Sillimanit, Biotit, Diopsid, basischer Plagioklas). Und da die fraglichen Gesteine in ihrer Verbreitung an die Nachbarschaft des Granits gebunden sind, werden wir nicht fehlgehen, wenn wir denselben für die stattgehabte Hitzezufuhr verantwortlich machen — jene Gesteine mithin als Kontaktprodukte des Granits betrachten. Die Breite des Kontakthofs ist freilich eine außergewöhnliche: die hochmetamorphen Andalusitgneise am Lej da Cavlocc sind über $1^1/_2$ km vom nächsten anstehenden Granit entfernt; die äußersten Ausläufer der Umwandlung dürften noch erheblich weiter reichen. Immerhin sind Kontakthöfe von ähnlichen Dimensionen auch schon aus anderen Gebieten bekannt geworden.

Was lassen sich nun für Schlüsse bezüglich des Alters der Granitintrusion aus den bisher beschriebenen Verhältnissen ableiten?

In dieser Beziehung steht zunächst eines fest: Der Granit durchsetzt in Gangform alle Gesteine seiner Umgebung ohne Ausnahme, und muß folglich jünger sein als dieselben, wie schon E. Bonardi[1] geschlossen hat, der freilich, den zu jener Zeit herrschenden Anschauungen entsprechend, sämtliche kristalline Gesteine ins Archaikum stellt. Für die Gneise etc. unseres Gebietes ist nun tatsächlich, wenn auch nicht ein archäisches, so doch ein vortriadisches Alter sicher; die Kalke vom Piz Salacina dürften dagegen mit großer Wahrscheinlichkeit ins Mesozoikum zu stellen sein, wenn ich auch einen direkten Beweis für diese Ansicht einstweilen nicht erbringen kann. Eine größere Sicherheit haben wir bezüglich des Alters der grünen Gesteine. G. Steinmann[2] hat ein mindestens postjurassisches Alter derselben für Graubünden im allgemeinen nachgewiesen; und ich glaube a. a. O. gezeigt zu haben, daß ihre Intrusion in eine Zeit gefallen ist, zu welcher eine erste Phase der gebirgsbildenden Tätigkeit bereits

[1] E. Bonardi, Il gruppo cristallino dell' Albigna e della Disgrazia Rendiconti del R. istituto Lombardo di scienze e lettere. Serie II. Vol XV. 1882. p. 554.

[2] G. Steinmann, Ber. naturf. Ges. Freiburg i. B. XVI. 1906.

begonnen hatte. Der Granit der Albigna—Disgraziagruppe, welcher die Grünschiefer seinerseits durchbricht, muß demnach auch jünger sein als jene erste Phase der faltenden Bewegung. Wir können jedoch noch einen Schritt weiter gehen: Zur Zeit der Granitintrusion müssen sich auch die Grünschiefer schon in ihrer jetzigen Stellung zu den Gneisen des Kerns der rhätischen Decke, sowie der Cavloccschuppe befunden haben. Dies geht hervor einmal aus der Tatsache, daß die Gesteine der genannten tektonischen Elemente sämtlich in der Nachbarschaft des Granites kontaktmetamorph umgewandelt sind, sowie aus der weiteren, daß der Granit den Gneis der Cavloccschuppe mitsamt dem unterliegenden Grünschiefer einheitlich abschneidet. Mag man auch, da die tektonische Bedeutung der Cavloccschuppe noch nicht mit Sicherheit feststeht, den Wert jener zweiten Tatsache für die Altersbestimmung des Granits minder hoch einschätzen, die Beweiskraft der erstgenannten läßt sich nicht einschränken: die Auflagerung der Gneise der rhätischen Decke auf die grünen Gesteine ist, wie die Verhältnisse bei Casaccia und in Val Malenco beweisen, durch Überfaltung zustande gekommen; im Bereich des Granites zeigen beide Gesteinskomplexe Kontaktmetamorphose, folglich muß die Überfaltung vollzogen gewesen sein, als das Aufdringen des Granits stattfand.

Unterstützt wird dieser Schluß durch die petrographische Beschaffenheit des Granits, auf welche Steinmann auf der oben erwähnten Exkursion hingewiesen hat. Wenn auch im Dünnschliff mancherlei Erscheinungen sichtbar werden, die man als Wirkungen des Gebirgsdrucks deuten kann, so ist doch der Unterschied zwischen dem mikroskopischen Bilde dieses Granits und demjenigen etwa des Juliergranits ein ganz enormer. Daß der erstere stärkere faltende Bewegungen mitgemacht haben könnte, erscheint demnach ganz ausgeschlossen. Auch die vertikalen Grenzen der Granitmasse und zahlreicher Gänge sprechen dagegen, daß nach dem Empordringen des Granits noch horizontale Bewegungen einzelner Teile seiner Umgebung stattgefunden haben könnten; solche hätten zu Knickungen und Verbiegungen der Granitgänge führen müssen, welche ich nie beobachten konnte. Höchstens an einer Blockbewegung des gesamten lepontinischen Gebiets (von nicht zu großem Ausmaß) könnte der Granit noch teilgenommen haben.

Wir gelangen also auf verschiedenen Wegen stets zu dem nämlichen Resultat: die Intrusion unseres Granitmassivs ist jünger als die Deckenbewegungen in diesem Teile der Alpen, jünger als der lepontinische Schub F. Heritsch's[1], nach der Zeitbestimmung dieses Autors für die einzelnen Deckenschübe also jünger als Oligocän.

[1] F. Heritsch, Das Alter des Deckenschubes in den Ostalpen. Sitzgsb. k. Akad. Wien. CXXI. Abt. I. 1912. p. 622 f.

Eine obere Altersgrenze ist meiner bisherigen Erfahrung nach erst durch die glazialen Ablagerungen gegeben, in welchen sich Blöcke unseres Granits sehr häufig finden.

Ein Vergleich der periadriatischen Massen Salomon's[1] (und der vermutlich tertiären[2] piemontesischen Stöcke) mit dem Disgraziamassiv führt uns einige Unterschiede gegenüber den ersteren vor Augen. Erstens einen petrographischen: dort handelt es sich meist um ziemlich basische Gesteine (Tonalite bis Diorite), während in unserem Falle wenigstens die Hauptpartie des Massivs von einem zweifellosen Granit gebildet wird. Ein weiterer Unterschied besteht hinsichtlich der tektonischen Stellung: alle jene Massen — die Kerne des Rieserferner ausgenommen — befinden sich teils unmittelbar an der alpin-dinarischen Grenze, teils ganz auf dinarischem Gebiet; das Disgraziamassiv hingegen liegt vollständig im alpinen Deckenland. Dieser Umstand macht es hier leichter als es vielleicht irgendwo sonst in den Alpen ist, das der Gebirgsbildung gegenüber jüngere Alter des Intrusivkomplexes nachzuweisen.

Zürich, Ende Januar 1913.

Entgegnung an A. Tornquist.

Von **H. Mylius.**

Mit 1 Textfigur.

Prof. Dr. A. Tornquist hat in No. 24 des vorigen Jahrganges dies. Centralbl. gegen meine Entgegnung Einspruch erhoben und denselben in vier Punkten zusammengefaßt, auf die ich folgendes zu erwidern habe:

Zu Punkt 1 der „außerordentlichen Zerknitterung der Klippengesteine im Gegensatz zu den meist unzerdrückten Schichten der aus dem Untergrund aufgefalteten Kreide". Zugegeben, daß dem so ist, dann kann es einem durchaus nicht wundern, wenn der massige, oft gänzlich ungeschichtete Schrattenkalk, wie er an den Gauchenwänden zwischen Flysch verkeilt ist, sich bei den gebirgsbildenden Vorgängen anders, d. h. widerstandsfähiger verhielt als wie die sich durch schnellste Wechsellagerung der verschiedensten Gesteinssorten auszeichnenden Klippengesteine, unter denen weiche Mergelschiefer eine wesentliche Rolle spielen. Jener hat sich daher

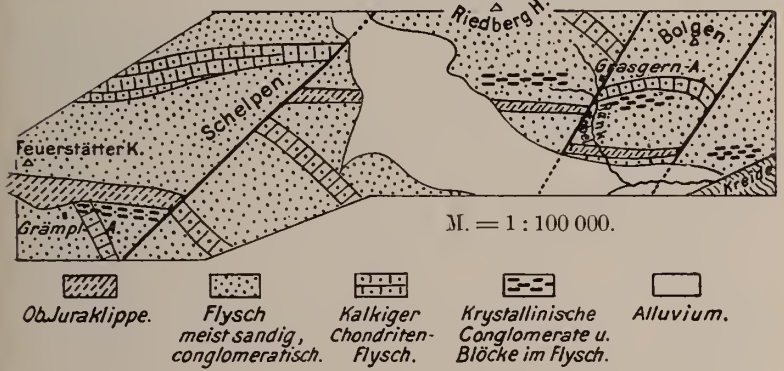
[1] W. Salomon, Über Alter, Lagerungsform u. Entstehungsart d. periadriatischen, granitischkörnigen Massen. Min. u. petr. Mitt. XVII. 1898.

[2] Vergl. V. Novarese, Zt. f. prakt. Geol. X. 1902. p. 179, sowie E. Argand, Spezialkarte 64 der geol. Karte der Schweiz. 1911. — In der Legende zu der genannten Karte stellt Argand die fraglichen Intrusivmassen mit den jüngsten Sedimenten zusammen!

in seiner Massigkeit erhalten; diese sind mehr oder weniger intensiv gefaltet worden.

Von einer „Zerknitterung" der Klippengesteine kann indes überhaupt nicht die Rede sein. Man betrachte Tornquists Tafeln V bis IX; wo ist da etwas von Zerknitterung zu sehen? Kulissenartig ragen auf der Tafel VII die Aptychenkalke in die Luft; was man auf den Tafeln V und VI im Vordergrund sieht, Ge-Tornquist inzwischen selbst zugegeben, ist keine dynamische hat steinszerknitterung, keine „Überschiebungsbreccie" mehr, sondern Gehängeschutt; nur Tafel IX läßt „Fältelungen" in der Kalkklippe erkennen.

Skizze der Allgäuer und Vorarlberger Juraklippen nach A. Tornquist.



Zu Punkt 2 „die enge Verbindung der Klippen mit den kristallinen Exotica" betreffend, „die bisher noch niemand aus dem Untergrund hergeleitet hat". — Warum soll ich nicht eine Ansicht äußern dürfen, die „bisher noch niemand" hatte?

Was die „enge Verbindung der Klippen mit kristallinen Exotica" betrifft, so verstehe ich nicht recht, welche Erklärung Tornquist eigentlich von mir verlangt. Beide Erscheinungen einerseits der kristallinen Exotica, andererseits der Klippen werden von ihm selbst getrennt behandelt. Jene sollen sedimentäre Einlagerungen im Flysch sein, die in diesem sogar ein bestimmtes „stratigraphisches Niveau" einnehmen und später mit ihm alle Phasen der Gebirgsbildung mitmachten. Diese hingegen sollen auf dynamischem Wege und zu einem späteren Zeitpunkt von oben in den schon gefalteten Flysch hinabgestoßen worden sein.

Um die Polemik zum Abschluß zu bringen und die Erledigung dieses mir unklaren Punktes nicht auf eine spätere Erwiderung verschieben zu müssen, gehe ich hier auf die von Tornquist „entdeckten und im Flysch weit verbreiteten Breccien und Konglomerate" etwas ausführlicher ein.

Tornquists geologische Karte seiner Arbeit über „die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone usw." verzeichnet an vier Stellen das Vorkommen kristallinischer Gesteine im Flysch: bei den Grämpl-Alpen, der Lenzenberg-Alp, der Grasgern-Alp (Bolgen) und der Mittel-Alp am Riedberghorn.

An der Grämpl-Alp konnte ich von einer kristallinen Breccie nichts finden; statt ihrer in weiter Verbreitung nur die übliche Flyscharkose, die bekanntlich viel kristallines Material, besonders Glimmer und Quarz und auch Gneis und Granit in kleinen Partikelchen enthält.

An der Lenzenberg-Alp machte ich die gleiche Erfahrung.

Am Bolgen tritt bekanntlich ein mächtiger Granitblock von mindestens 1000 Kubikmeter Volumen auf; von einer kristallinen Breccie oder einem Konglomerat ist auch hier nichts zu sehen.

Das Riedberghorn zu besuchen, langte mir die Zeit nicht mehr, und ich glaube auch nicht, daß ich zu einem wesentlich anderen Resultat gekommen wäre, als wie an den genannten Alpen.

Da nun Tornquist auf die „enge Verbindung" der kristallinen Gesteine mit den Klippen Wert legt, will ich derselben hier einige Worte widmen, ohne auf die soeben genannten, nicht zu Tornquists Gunsten sprechenden Beobachtungen Rücksicht zu nehmen.

Ich beleuchte dieselbe zunächst im Sinne von Tornquist. Die kristallinen Breccien und Konglomerate sollen Einlagerungen im Flysch sein, ein bestimmtes „stratigraphisches Niveau" in ihm bezeichnen. Da nun der Flysch gefaltet war, ehe die Klippen in ihn hinabgestoßen wurden, sollen seine Schichten ungestört, d. h. mit gleichem Streichen und Fallen unter jenen hindurchziehen. Was vom Flysch im allgemeinen gilt, gilt naturgemäß auch von seinen „kristallinen Einlagerungen". Die interessante Erscheinung soll besonders auffällig an der Neu-Grämpl-Alp, im Ränktobel und am Schelpen sein.

Der Leser betrachte Tornquists Karte in der Umgebung der Grämpl-Alp, die ich nebenstehend in Fig. 1 wiedergebe und frage sich, wie es dort mit der Beziehung der kristallinen Gesteine zur Klippe bestellt ist. Ich komme um folgenden von Tornquist begangenen kartographischen Widerspruch nicht herum: entweder ist die zur Klippe spitzwinkelige Streichrichtung des Flysch richtig, wie sie ausdrücklich betont und in der Karte durch den Verlauf des kalkigen Chondritenflyschstreifens gekennzeichnet wird; dann können die kristallinen Gesteine im Flysch kein stratigraphisches Niveau einnehmen, sondern müssen wie die Klippe, die sie begleiten, tektonischer Herkunft sein. Oder aber die kristallinen Gesteine bezeichnen doch ein stratigraphisches Niveau, dann ist es wieder mit der zur Klippe spitzwinkeligen Streichrichtung des Flysch nichts.

Dasselbe was von der Grämpl-Alp gesagt wurde, gilt vom Schelpen und dem Ränktobel. Man betrachte wieder Tornquists

Karte aus dieser Umgebung, und abermals wird sich der Leser sagen müssen: Entweder stimmt es nicht mit der „stratigraphischen Einlagerung“ oder nicht mit der so oft betonten, „zur Klippe spitzwinkeligen Streichrichtung des Flysch“.

Meine Stellung zu der von Tornquist behaupteten „engen Verbindung der kristallinen Exotica mit den Klippen“ muß ich, da ich erstere bei den Grämpl- und Lenzberg-Alpen nur als Flyscharkosen entwickelt fand, auf den Bolgen beschränken; und an diesem trage ich bei der Frage nach der Herkunft seines Granits der auffälligen Erscheinung Rechnung, daß dieser haarscharf auf der Linie der Schelpenklippen liegt und daher am besten durch sie erklärt wird. Wo die Juraklippe des Schelpen herkommt, da kommt auch der Bolgengranit her.

Die Gründe, die mich veranlassen, an einen Weg aus dem Erdinnern zu glauben, habe ich in meinem Buch auf den p. 86—90 auseinandergesetzt.

Zu Punkt 3 „die Fazies der Klippen“ betreffend, „welche im Mylius'schen ‚sekundär tektonischen‘ Fjord nicht erklärt ist“. Man muß glauben, daß Tornquist nicht einmal dasjenige Kapitel meiner Arbeit gelesen hat, gegen das seine Kritiken gerichtet sind.

Wenn ich in meiner Arbeit auf den p. 73—75 eigens einen Abschnitt des „die Algäuer- und Vorarlberger Juraklippen“ betreffenden Kapitels als „die Fazies der Klippen“ bezeichne und in demselben zu dem Schluß komme:

> „Da nach diesen Gesteinslisten in den Klippen nur solche Gesteine auftreten, die, gleichgültig welcher Formation sie angehören, entweder ostalpinen oder helvetischen Charakter tragen, oder solchen, der zwischen diesen steht, aber niemals solchen, der den Klippen allein eigen ist, so muß der Schluß gezogen werden: die Sedimente der Klippen wurden an der Grenze zwischen dem ostalpinen und dem helvetischen Meer abgesetzt“,

und wenn ich ferner einem dritten Abschnitt[1] des gleichen Kapitels (p. 80—82) für die Erklärung der heutigen „Lage der Klippen“ eigens eine Tafel beifüge, in der einerseits zu sehen ist, in was für einer breiten Bucht die Gesteine der Klippen ursprünglich sedimentiert wurden, andererseits wie diese Bucht durch tektonische Vorgänge sekundär „fjordartige“ Gestalt annahm, dann bin ich der Mehrzahl meiner Leser keine weitere Erklärung schuldig, um gewiß zu sein, daß meine Ansicht von ihnen eindeutig und sogar sehr leicht verstanden wird. Tornquist kann ich nur bitten, die p. 72—83 meiner Arbeit nochmals zu lesen.

Zu Punkt 4 über „die Verjüngung und das wahrscheinliche Auskeilen der Klippen nach unten in den Flysch hinein“. Wieso

[1] Der zweite Abschnitt behandelt den „Bau der Klippen“.

Tornquist das scharfe Auskeilen der Juraklippen nach unten in den Flysch hinein als ein Argument auffassen kann, das für seine Ansicht der Herkunft der Klippen von oben, aus dem Hangenden der Algäuer Schubmasse und gegen meine Ansicht ihrer Herkunft aus der Tiefe sprechen soll, ist mir unbegreiflich. Stammen nicht in jedem Gebirge, das sich durch Schuppenstruktur auszeichnet, und in welchem man ältere Schuppen zwischen jüngeren verkeilt findet, erstere nicht auch aus der Tiefe?

Tornquist hätte besser getan, gerade an diesem Punkt nicht zu rühren, denn er spricht am meisten gegen seine Auffassung. Wie soll man sich vorstellen können, daß ein Gestein, das von oben auf ein anderes hinabgestoßen wird, statt bei seinem Aufprall zu einer breiten Masse flachgedrückt zu werden, scharf in jenes eindringt? Mögen die Gesteine der Klippen auch um einen wesentlichen Betrag härter sein wie die des umgebenden Flysch, so groß ist der Unterschied zwischen ihnen doch nicht, daß sich der Vorgang mit einem Spaten vergleichen ließe, den man in weichen Erdboden stößt. — Im Einverständnis mit den beiden Herren Verfassern schließt die Redaktion hiermit die Erörterung.

München, im Januar 1913.

Personalia.

Berufen wurde: der Privatdozent für Geologie und Mineralogie an der Technischen Hochschule in Dresden Dr. **K. Riemann** als Nachfolger von E. Hussak an die Geologische und Mineralogische Landesanstalt in Rio de Janeiro, wo er den Posten des Chefmineralogen übernehmen wird.

Ernannt wurden: der Landesgeologe Dr. **W. Koert** zum Vorsteher der seit 1. April 1912 bei der Geologischen Landesanstalt errichteten Geologischen Zentralstelle für die deutschen Schutzgebiete;

der außeretatmäßige Geologe Dr. **A. Fuchs**-Berlin zum Bezirksgeologen bei der Geologischen Landesanstalt;

Prof. Dr. **K. Redlich** von der Montan. Hochschule Loeben zum ord. Professor für Geologie und Mineralogie an der Deutschen Technischen Hochschule in Prag;

a. o. Professor für Kristallographie, Mineralogie und Petrographie **P. P. Sustschinsky** zum ord. Professor an der Technischen Hochschule in Novotcherkassk.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Die Beweglichkeit des Silbers in Zinnobererde.

Von **A. L. W. E. van der Veen** in Leiden. (März 1913.)

Einige Belegstücke aus der Leidener mineralogischen Expositionssammlung veranlaßten mich, einen Satz aus dem bekannten Werke „Die Erzlagerstätten“ [1] näher zu verfolgen. Es handelt sich um einige Proben vom Stahlberg bei Rockenhausen (Pfalz). Die drei zu besprechenden Mineralien sind alle in einem sandig porösen, weißen bis grauweißen erhärteten Ton eingebettet.

No. 442 der Sammlung: Zinnober in roten, in der Form denen von Mangan ähnelnden Dendriten, und als feine Imprägnation in einem porösen nicht gesprungenen Gesteine.

No. 235: Amalgam in der Umwandlung zu gediegenem Silber begriffen, auf Kluftflächen eines weißen feinkörnigen, sich fettig anfühlenden, erhärteten Tones. Nach Stelzner-Bergeat kommt diese Form des Amalgams in den Gruben St. Philipp und Erzengel vor.

No. 185: Silberblech auf einer geriefelten Rutschfläche. Auf der Rutschfläche ist die Richtung der Bewegung noch in dem plötzlichen Einsetzen und allmählichen Abschwächen jeder Riefe zu erkennen. Das Gestein ist mit Zinnober bis zu einer pfirsichblütenroten gleichmäßigen Färbung imprägniert, jedoch bis etwa 1 cm hinter der Rutschfläche verblaßt. Der Zinnober wurde so längs der Kluftfläche oxydiert und sein Silbergehalt (vielleicht als Sulfid mechanisch oder chemisch beigemischt) von dem freiwerdenden Quecksilber mitgenommen. Das Quecksilber verflüchtigte sich und eine Silberplatte blieb zurück. Diese wurde auf der Rutschfläche noch etwas ausgerieben.

Der Prozeß wird gehemmt, sobald Kieselsäurelösungen dem Ton eine jaspisähnliche Konsistenz zu verleihen anfangen und jede Zirkulation aufhört No. 230: Frischenmutgrube auf dem Stahlberg).

Später finden wir das Silber auf sekundärer Lagerstätte in dem erhärteten steatitischen Zement einer Jaspisbreccie bei Imsbach (No. 216 der Sammlung).

[1] Stelzner-Bergeat II. p. 892. Leipzig 1905—06. „Die Sublimierbarkeit des gediegenen Quecksilbers sowie des Schwefelquecksilbers legte schon frühzeitig den Gedanken an eine Bildung seiner Lagerstätten durch Sublimation nahe.“

Zu Tućans „Bauxitfrage".

Von **M. Lazarević.**

In dem jüngst erschienenen Heft dieser Zeitschrift sprach F. Tućan[1] aus, daß die von E. Dittler und C. Doelter[2] veröffentlichten Untersuchungen über Bauxit seiner Meinung nach „einer Berichtigung bedürfen" ferner, daß die Ansichten von Cornu und Lazarević[3] „über den Bauxit und seine Adsorptionsverbindungen" nicht weniger als hinfällig sein sollten.

In der ersten Angelegenheit wird Tućan von berufener Stelle das Entsprechende demnächst mitgeteilt, ich aber werde mir erlauben, die durch das sehr autoritative „hinfällig" Tućans niedergerissenen Ansichten Cornus und Lazarević trotzdem aufrecht zu erhalten versuchen.

Vor allem handelt es sich hier nicht „um den Bauxit und seine Adsorptionsverbindungen", sondern um Bauxit als eine Adsorptionsverbindung und einige Stoffe, die Bauxit zu adsorbieren vermag.

Tućan behauptet, daß die nach Cornu und Lazarević als von Bauxit adsorbiert betrachteten Substanzen nicht als solche in dem Bauxit vorhanden sind, sondern als Apatit, Calcit, Gyps und Anhydrit, welche Minerale Tućan „im unlöslichen Rückstande der Kalke und Dolomite und in der Terra rossa" gefunden haben will.

Ich habe seinerzeit die Bauxite vom Tollingraben bei Leoben untersucht und in der Substanz ließ sich nach kurzem Umrühren mit warmem Wasser im Filtrate freie Schwefelsäure nachweisen. Cornu, der die Prüfungen auf Phosphorsäure vorgenommen hatte, untersuchte unter anderen auch einige Stufen von dem nämlichen Fundorte und konnte die Anwesenheit der Phosphorsäure ebenfalls durch Behandlung mit warmem Wasser allein feststellen. Oft wurden von uns gelegentlich der Untersuchungen fremde Einschlüsse von ausgesprochen kristalliner Natur beobachtet, da aber Cornu und ich im Gegensatz zu Tućan zwischen einfach mechanischem Gemenge (Inhomogenität im engeren Sinne) und einem Gelgemenge einen Unterschied machten, so war auch ein besonderes Hervorheben dieser Erscheinung durchaus nicht erforderlich. Eins würde jedenfalls Cornu und mir unmöglich sein und das dürfte außer Tućan kaum einem anderen gelingen, nämlich aus Kalk und Dolomit unter anderen Mineralen auch Calcit „im unlöslichen Rückstande" zu erhalten. Es wäre denn genau so, wie wenn man Kupferkies auflösen würde und im unlöslichen Rückstande Chalkopyrit erhalten würde. Bezüglich der Vana-

[1] Dies. Centralbl. 1913. p. 65.

[2] Dies. Centralbl. 1912. p. 19. — Zeitschr. f. Chem. u. Ind. d. Koll. IX. 1911. Heft 6. p. 282.

[3] Zeitschr. f. Chem. u. Ind. d. Koll. IV. 1909. Heft 6. p. 295.

dinsäure, die in Bauxiten konstatiert wurde, führt Tućan an, daß sie von Vanadinmineralen stammen „kann" (?).

Außerdem konnte Cornu nachträglich in einer bauxitischen Substanz noch Molybdänsäure nachweisen.

Es kann nun mit Rücksicht auf unsere Untersuchungsmethode kein Zweifel bestehen, daß die genannten Stoffe vom Bauxit aufgenommen werden können.

Als Untersuchungsmerkmale gaben Cornu und Lazarević im Jahre 1909 folgendes an:

1. Bauxit ist eine Substanz, die im wesentlichen aus einem Gemenge von Aluminiumhydroxydgelen nebst den entsprechenden kristalloiden Verbindungen besteht.

2. U. d. M. erweisen sich eisenreiche Bauxite als eine vollkommen homogene und isotrope Masse.

Kišpatić und Tućan geben diesbezüglich im Jahre 1912 an:

1. Bauxit ist eine Gesteinsart, deren Hauptgemengteil aus Tonerdehydrat besteht, welches in den meisten Fällen eine kolloide Modifikation des Diaspors ist.

2. U. d. M. erweist sich Bauxit von Grgin brieg in Kroatien als eine vollkommen homogene und isotrope Masse. (Die Angabe von Tućan.)

Und dennoch sind unsere (Cornus und meine) Ansichten hinfällig (!!). Warum? Weil dazwischen eine große Entdeckung Tućans fällt, nämlich die eines mikrokörnigen kristallisierten SiO_2, deren tatsächliche Existenz nebenbei bemerkt noch sehr problematisch ist. In Nr. 10, p. 296—299, 1912 d. Centralbl. veröffentlichte Tućan eine Arbeit über ein „mehliges Siliciumdioxyd" und, soweit Tućan die mineralogische Literatur kennt, ist eine solche Varietät des kristallinischen Siliciumdioxydes nicht bekannt, allenfalls sehr richtig, aber nur insoferne als es bisher niemanden eingefallen ist, die mineralogische Systematik nach der Korngröße einzelner Minerale zu richten.

Als Merkmale dieses neu entdeckten Siliciumdioxydes gibt Tućan an: unlöslich in kaustischen Alkalien, wenig löslich in Alkalikarbonaten (4%) und aufschließbar durch Kochen in konzentrierter Schwefelsäure, indem es dabei in einen flockigen Zustand übergeht. Dieses letzte, gleichzeitig für die neuentdeckte Substanz kennzeichnende Verhalten ist jedenfalls sehr merkwürdig. Wenn man aber bedenkt, daß Tućan imstande ist, aus dem Kalk und Dolomit im unlöslichen Rückstande Calcit zu erhalten, so wird man freilich auch hier gegen die Richtigkeit dieser Angaben berechtigte Bedenken tragen müssen.

Und nun meint Tućan, daß es dieses Siliciumdioxyd ist, das den Kieselsäuregehalt der Bauxite bildet.

Wenn man Banxit mit Terra rossa identifiziert, wenn man sich ferner der Existenz einer sehr hypothetischen Substanz als Unterlage zu gewissen Schlußfolgerungen bedient und schließlich einer ganz willkürlich aufgestellten Nomenklatur ohne weiteres eine allgemeine Anerkennung erzwingen will, so kann man endlich ohne Schwierigkeiten zu einer so verallgemeinerten „Eigenmeinung“: „Daß viele amorphe Minerale, welche man heute als wasserhältige Aluminiumsilikate betrachtet, nichts anders sind als Tonerdehydrate mit verschiedenen mechanisch adsorbierten Gelgemengen“ gelangen. Die Untersuchung der Wahrscheinlichkeit, wie weit man dazu oder wie wenig man dazu berechtigt ist, fällt jedoch außer den Rahmen dieser Bemerkungen.

Wien, 15. Februar 1913.
Mineralogisches Institut der Universität.

Grundlagen der Kristallröntgenogrammetrie.

Von **Georg Wulff** in Moskau.

Mit 2 Textfiguren.

In meinem in der „Physikalischen Zeitschrift“ 14. p. 217. 1913 veröffentlichten Aufsatze beweise ich, daß man die Erscheinung[1], die sich beim Durchgange der X-Strahlen durch die Kristalle photographieren läßt, auf die Spiegelung der X-Strahlen auf den inneren Netzebenen der Kristalle zurückführen kann und daß nicht alle Netzebenen spiegelnd auf X-Strahlen wirken, sondern solche, für die das Produkt aus dem Abstande der benachbarten parallelen Netzebenen und dem Kosinus des Inzidenzwinkels der ganzen Zahl von halben Wellenlängen der Strahlung gleich ist. Nun kann man leicht ein Kristallröntgenogramm in die Projektion der Netzebenen verwandeln, die diejenigen Strahlen reflektieren, die die schwarzen Punkte des Photogramms geben.

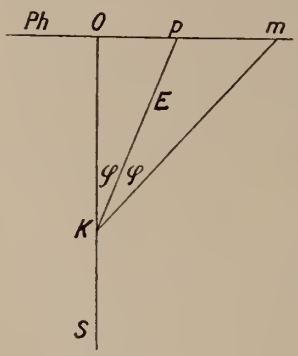


Fig. 1.

Es sei (Fig 1) K der Kristall, SO der primäre Strahl, O der zentrale Punkt des Photogramms Ph, m ein schwarzer Punkt des Photogramms, Km der diesen Punkt bildende sekundäre Strahl, so halbiert die den Strahl SK in Km reflektierende Netzebene E den Winkel OKm. Indem wir den Abstand Z

[1] M. Friedrich, P. Knipping und M. Laue. Interferenzerscheinungen bei Röntgenstrahlen. Sitzungsber. der K. Bayerisch. Akad. d. Wiss. 1912.

zwischen dem Kristall und dem Photogramm kennen, finden wir leicht

$$\operatorname{tg} 2\varphi = \frac{Om}{Z}, \quad Op = Z \operatorname{tg} \varphi.$$

Ziehen wir auf dem Photogramm eine in p zu Om (Fig. 2) senkrechte Gerade, so stellt diese Gerade die lineare Projektion der Netzebene E dar. So kann man leicht das Photogramm in eine lineare Projektion des Kristalls verwandeln und den Kristall vollständig bestimmen. Das ist insofern wichtig, als für die Herstellung eines Kristallröntgenogramms ein Bruchstück eines Kristalls genügen kann. Damit ist eine neue Methode der Kristallbestimmung gegeben, die ich „Kristallröntgenogrammetrie" nennen möchte.

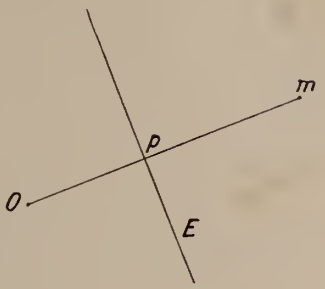


Fig. 2.

Moskau, Kristallographisches Laboratorium der Städtischen Schaniawski-Universität, 14. März 1913.

Weitere Studien über die Struktur des Meteoreisens von Carthage (Tennessee).

Von **Paul Kaemmerer** in Dresden.

Mit 6 Textfiguren.

A. Allgemeiner Überblick.

An den im Kgl. Mineralog. Museum zu Dresden befindlichen Stücken des Meteoreisens von Carthage (Tennessee) hatte sich die merkwürdige Tatsache herausgestellt, daß die Kamazitlamellen nicht parallel den Flächen des Oktaeders gehen. Bei ihnen fand sich vielmehr die Annahme gut bestätigt, daß sie nach zwei Zonen des Dodekaeders angeordnet sind[1]. Durch das äußerst dankenswerte Entgegenkommen des Herrn Geh. Bergrat Prof. Dr. Liebisch wurde es mir ermöglicht, die Studien über die Struktur des Eisens an den im Kgl. Mineral.-petr. Museum zu Berlin aufbewahrten Stücken desselben fortzusetzen, indem mir diese Stücke für längere Zeit zur Verfügung gestellt wurden.

Das Hauptergebnis der Untersuchungen war, daß sich die beiden Berliner Stücke der gleichen Annahme unterordnen lassen, die ich zur Erklärung der Struktur der Dresdener Stücke machte,

[1] P. Kaemmerer, Versuch zu einer neuen Deutung der Struktur des Meteoreisens von Carthage (Tennessee). Dies. Centralbl. 1913. p. 17.

d. h. auch in diesem vierten und fünften Stück des Meteoreisens von Carthage haben die Kamazitlamellen nicht eine oktaedrische Anordnung, sondern scharen sich nach zwei Zonen des Rhombendodekaeders.

Merkwürdig bleibt ja immer, daß die dritte Zone des Dodekaeders vollständig unterdrückt erscheint. Nur an einer einzigen Stelle wurden Lamellenspuren gefunden, die als der dritten Zone angehörig gedeutet werden könnten. Sie treten als Umgrenzung eines Troiliteinschlusses auf. (Vergl. T in Fig. 1.) Dagegen spricht, daß andere Troiliteinschlüsse ganz unregelmäßig von Kamazit umgrenzt sind.

Wenn man nun bedenkt, daß die Anordnung von zwei Zonen des Dodekaeders der Anordnung nach Oktaederflächen nicht unähnlich ist, so könnte etwa noch der Vermutung Raum gegeben werden, daß die Oktaedritstruktur durch eine Deformation des gesamten Eisenkörpers in die dodekaedrische übergegangen wäre. Dann wäre allerdings erstaunlich, wie gleichmäßig und störungsfrei die neue Strukturform sich gebildet hätte, und daß sie sich so gut gerade durch das Dodekaeder erklären läßt.

Während die bisherigen einschlägigen Arbeiten meist nur mit der Orientierung der Schnittflächen bei vorausgesetzter Oktaederstruktur zu tun hatten, wurde bei den gegenwärtigen Untersuchungen eine Methode gebraucht, nach der aus den Spurenwinkeln auf den Schnittflächen die gegenseitige Lage der Kamazitlamellen, also die Kristallform bestimmt werden kann, die der Struktur zugrunde liegt. Eine dahingehende Anregung war mir schon bei der Untersuchung der Dresdener Stücke von Herrn Geheimrat Prof. Dr. Kalkowsky gegeben worden. Es wurde ein rechnerisches, sowie ein parallel gehendes graphisches Verfahren benützt, worüber im folgenden Näheres berichtet werden wird.

B. Einzelheiten der Strukturstudien.

1. Das Eisen IV.

a) Beobachtungen. Das größere der Berliner Stücke des Meteoreisens von Carthage soll als Eisen IV bezeichnet werden. Es ist 771,5 g schwer und hat ungefähr die Form eines dreiseitigen steilen Pyramidenstumpfes von 12,6 cm Höhe. Eine Seitenfläche ist eine natürliche Begrenzungsfläche, an der besonders eine ihr parallel angelagerte rhombusförmige Lamelle auffällt. Die beiden anderen Seitenflächen F_2 und F_3, sowie die größere Grundfläche F_1 wurden in Fig. 1 als Netz dargestellt. Die fünfte Begrenzungsfläche ist annähernd parallel zu F_1. In Fig. 1 sind auf jeder Fläche die Spurenrichtungen der vier Lamellenscharen a, b, c, d eingezeichnet. Unter Beachtung der

Zusammengehörigkeit der Spuren auf benachbarten Flächen ergab die Messung der Winkel zwischen den Spuren im Mittel folgende Werte:

	F_1	F_2	F_3
a. b	62°	19°	33°
b, d	30	78	60
d, c	58	13	2

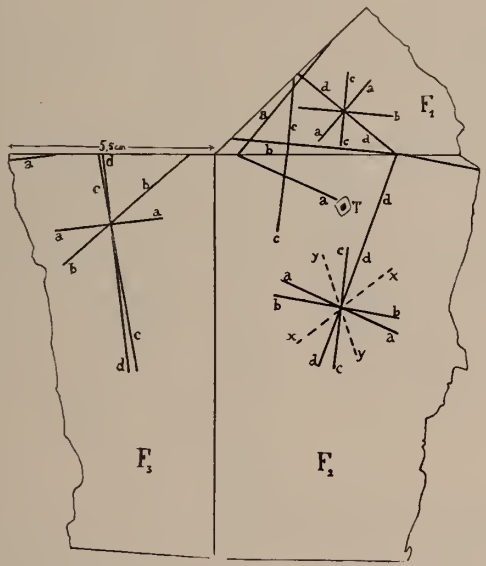


Fig. 1. Netz von drei Flächen des Eisens IV mit Lamellenspuren a, b, c, d. — T ein Troiliteinschluß, von Kamazit umgeben.

Auf F_2 fanden sich außerdem noch zwei Richtungen x und y als Umgrenzung eines Troiliteinschlusses: x liegt zwischen b und d, so daß $\sphericalangle$ b, x = 45°, y zwischen a und c, wobei $\sphericalangle$ a, y = 38° ist.

Auf F_3 schienen zunächst nur drei Spurenrichtungen vorhanden zu sein. Doch bestätigte sich sehr gut die Annahme, daß hier c und d nahe zusammenfallen.

b) Graphische Bestimmung der Orientierung der Schnittflächen. Unter Zugrundelegung der Polfigur des Rhombendodekaeders wurde nach dem Isoklinenverfahren von A. Himmelbauer[1], das ich schon bei der Untersuchung der Dresdener Stücke auf das Rhombendodekaeder übertragen hatte[2],

[1] A. Himmelbauer, Orientierung von Schnittflächen an Meteoreisen. Min. u. petr. Mitt. 28. p. 153. 1909.

[2] P. Kaemmerer, a. a. O. p. 23.

die Lage der Flächen F_1, F_2, F_3 bestimmt. Sie sind in Fig. 2 durch die Großkreise f_1, f_2, f_3 dargestellt. F_1 liegt sehr nahe einer Oktaederfläche, wie die Hauptschnittflächen der Dresdener Eisen I und II. Der Pol von f_1 ist P_1. Bei den Polen P_2 und P_3 von f_2 und f_3 ist der Verlauf der Isoklinen, durch die sie bestimmt werden, durch punktierte Linien angedeutet.

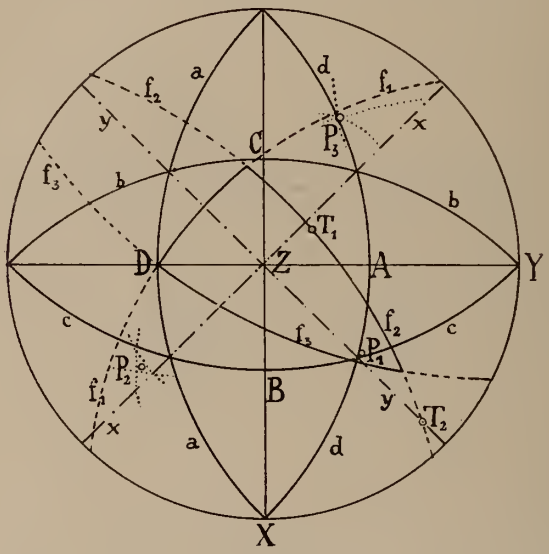


Fig. 2. Polfigur des Rhombendodekaeders (a, b, c, d, x, y), geschnitten durch die am Eisen IV vorkommenden Flächen f_1, f_2, f_3.

Auf dem Kreis f_2 sind die Punkte T_1 und T_2 markiert. Sie bedeuten die Richtungen, die die rhombusförmige Begrenzung des Troiliteinschlusses (T in Fig. 1) zeigt und haben nahezu die Lage, die den Spuren der gewöhnlich fehlenden Zone des Dodekaeders mit den Flächen x und y auf F_2 zukommt.

Jedenfalls lassen sich alle geometrischen Einzelheiten des Eisens IV ebenfalls mit der für die Dresdener Eisen I—III angenommenen dodekaedrischen Struktur in Einklang bringen.

Aus der Lage der Pole P_1, P_2 und P_3 gegen die Koordinatenachsen X, Y, Z wurden noch die Parameterverhältnisse der Schnittflächen F_1, F_2 und F_3 berechnet. Es wurde gefunden:

$$\begin{aligned} 1{,}11 &: \quad 1:1 \quad \text{für } F_1, \\ 1{,}19 &: -1:1{,}56 \quad \text{„ } F_2, \\ -0{,}52 &: \quad 1:1 \quad \text{„ } F_3. \end{aligned}$$

2. Das Eisen V.

a) Beobachtungen. Das zweite untersuchte Stück soll als Eisen V bezeichnet werden. Es wiegt 33 g, ist tafelförmig, etwa 0,5 cm dick und hat als Grundfläche ungefähr ein Trapez. In Fig. 3 sind fünf Flächen des Eisens als Netz gezeichnet. Die Größe geht aus dem beigefügten Maß hervor. Der Verlauf der Lamellenspuren ist eingetragen. Man sieht, daß auf der Vorderfläche F_v, sowie auf den Seitenflächen F_l und F_r nur je drei Spuren vorhanden sind. Auf F_v rührt das daher, daß c und d sehr nahe zusammenfallen, bei F_l und F_r ist es in der Lage der Flächen begründet, indem sie bezw. parallel zu den Lamellen b und d geschnitten sind. Übrigens waren die Flächen z. T. etwas gekrümmt, so daß die Winkelmessung darunter litt, die außerdem auch durch die ziemlich kleinen Flächen beeinträchtigt wurde.

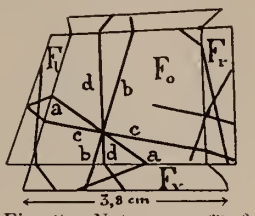


Fig. 3. Netz von fünf Flächen des Eisens V mit Lamellenspuren a, b, c, d.

Folgende Winkel der Spuren wurden festgestellt:

auf F_o { a, c = 20°; c, b = 90; b, d = 22

auf F_v { a, b = 44°; b, d = 54; d, c nicht vorhanden, oder sehr klein

auf $F_l = b$ { a, c = 55°; c, d = 55

auf $F_r = d$ { a, b = 55°; b, c = 70

b) Allgemeine Methoden zur Bestimmung der Lamellenstruktur aus Winkelmessungen auf zwei Schnittflächen. Da das Eisen V bei der Annahme von Dodekaederstruktur zunächst gewisse Schwierigkeiten bot, schien es nützlich, eine Methode zu besitzen, nach der man aus den Spuren auf den Schnittflächen die gegenseitige räumliche Lage der Lamellen, m. a. W. den Winkel ihrer Ebenen, bestimmen kann. Ich folgte hierbei gleichzeitig einer schon früher gegebenen Anregung von Herrn Geheimrat Prof. Dr. Kalkowsky.

I. Rechnerische Methode.

Man habe an einem Eisen zwei zueinander senkrechte Schnittflächen, und die Schnittkante sei OX (Fig. 4). In jeder Fläche

sei eine zur Kante senkrechte Gerade OY bezw. OZ gedacht, so daß OX, OY, OZ das Achsenkreuz eines rechtwinkligen Koordinatensystems bilden, das in Fig. 4 in einer Ebene gezeichnet ist. Haben zwei Lamellenebenen L_1 und L_2 die Spuren a_1 und a_2 in der XY-Ebene, die Spuren b_1 und b_2 in der XZ-Ebene, und werden die Winkel ε_1, ε_2, φ_1, φ_2 der Spuren gegen die X-Achse in dem aus der Figur ersichtlichen Sinne gerechnet, so ergibt die analytische Geometrie für den Winkel Φ der Ebenen L_1 und L_2 die Formel

$$\cos \Phi = \frac{\operatorname{tg}\varepsilon_1 \operatorname{tg}\varepsilon_2 + \operatorname{tg}\varphi_1 \operatorname{tg}\varphi_2 + \operatorname{tg}\varepsilon_1 \operatorname{tg}\varepsilon_2 \operatorname{tg}\varphi_1 \operatorname{tg}\varphi_2}{\pm \sqrt{(\operatorname{tg}^2\varepsilon_1 + \operatorname{tg}^2\varphi_1 + \operatorname{tg}^2\varepsilon_1 \operatorname{tg}^2\varphi_1)(\operatorname{tg}^2\varepsilon_2 + \operatorname{tg}^2\varphi_2 + \operatorname{tg}^2\varepsilon_2 \operatorname{tg}^2\varphi_2)}}$$

Hiernach kann man den Winkel zweier Lamellenebenen berechnen, deren Spuren auf zwei zueinander senkrechten Schnittflächen des Eisens man kennt. Damit wird dann die vorliegende Kristallform bestimmt sein.

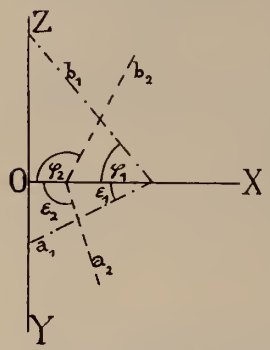


Fig. 4. Zur Berechnung des Winkels zweier Lamellenebenen L_1 und L_2.

Sind die Schnittflächen nicht senkrecht zueinander, so kann man ebenfalls eine Formel für cos Φ finden. Auf deren Ableitung habe ich verzichtet, da schon die obige kompliziert genug und für die logarithmische Rechnung nicht sehr bequem ist. Übrigens hat man in dem allgemeinen Falle nicht senkrechter Schnittflächen einen Ersatz in der graphischen Methode.

II. Graphische Methode.

Statt mit den Winkeln ε_1, ε_2, φ_1 und φ_2 der Lamellenspuren gegen die Schnittkante in die Formel für cos Φ einzugehen, kann man mit ihrer Hilfe die Lage der Lamellenspuren in eine stereographische Projektion eintragen, in der die Schnittflächen die Koordinatenebenen sind. Danach sind die durch die Spuren bestimmten Ebenen als Großkreise der Projektion einzuzeichnen, etwa mit Hilfe des auch bei der Isoklinenmethode verwandten Wulff'schen Netzes unter durchsichtigem Papier. Die Winkel zwischen diesen Großkreisen kann man dann aus der Figur entnehmen und hiernach die Kristallform festlegen.

Es leuchtet ein, daß das graphische Verfahren auch ohne Schwierigkeit sofort auf den allgemeinsten Fall zweier beliebigen Schnittflächen am Eisen übertragen werden kann, wenn man nur den Winkel dieser Flächen und die Winkel zusammengehöriger Lamellenspuren gegen die Schnittkante kennt.

Das graphische Verfahren geht bei einiger Übung und Verwendung des WULFF'schen Netzes so leicht von der Hand, daß ihm der Vorzug vor der Rechnung gegeben werden muß, um so mehr, als es auf äußerste Genauigkeit nicht ankommt.

c. Anwendung auf das Eisen V.

I. Berechnung der Winkel zwischen den Lamellen.

Die Flächen F_o und F_v am Eisen V sind nahezu senkrecht zueinander und boten sich daher zur Durchführung der Methode dar. Die Spuren der Lamelle a haben die Winkel $\varepsilon_a = 25^0$, $\varphi_a = 36^0$, die der Lamelle b die Winkel $\varepsilon_b = 70^0$, $\varphi_b = 106^0$ gegen die Schnittkante. Hieraus wurde nach der Formel für cos Φ berechnet:

$$\cos \Phi_{a,\,b} = \frac{-\ 4{,}499}{\pm\ 9{,}794}.$$

woraus

$$\Phi_{a,\,b} = 62^0 39' \text{ bezw. } 117^0 21'.$$

folgt.

Für die Lamellen d und b erhält man, da für d die Winkel $\varepsilon_d = 120^0$, $\varphi_d = 85^0$ sind,

$$\cos \Phi_{b,\,d} = \frac{145{,}1}{242{,}1}$$

und

$$\Phi_{b,\,d} = 53^0 11' \text{ bezw. } 126^0 49'.$$

Diese Winkel deuten unzweifelhaft auf das Dodekaeder. Die Ungenauigkeit ist wohl mit der etwas unsicheren Winkelmessung, besonders auf F_v, und der nicht genau senkrechten Lage von F_o und F_v genügend erklärt. Wie die graphische Methode zeigt, beträgt übrigens der Winkel $\Phi_{a,\,d}$ ungefähr 90^0. Das ist eine weitere Stütze für die Annahme der Dodekaederstruktur.

II. Ermittelung der Winkel zwischen den Lamellen durch Zeichnung.

In Fig. 5 ist dargestellt, wie die Lage der Lamellen a, b und d graphisch ermittelt wurde. Die Fläche F_o ist durch die XZ-Ebene (f_o), F_v durch die XY-Ebene (f_v), den Grundkreis der Projektion, dargestellt. In diesen Ebenen wurden mit Hilfe der gemessenen Winkel ε_a und φ_a der a-Spuren gegen die Schnittkante (die X-Achse) die Punkte E und F bestimmt. Dann wurde der Großkreis EQPF = a gezogen. Analog sind die Kreise b (f_l) und d (f_r) gefunden. In dem sphärischen Dreieck PQR ist $\sphericalangle$ Q der vorhin berechnete $\sphericalangle\ \Phi_{a,\,b}$, $\sphericalangle$ R der $\sphericalangle\ \Phi_{b,\,d}$, während

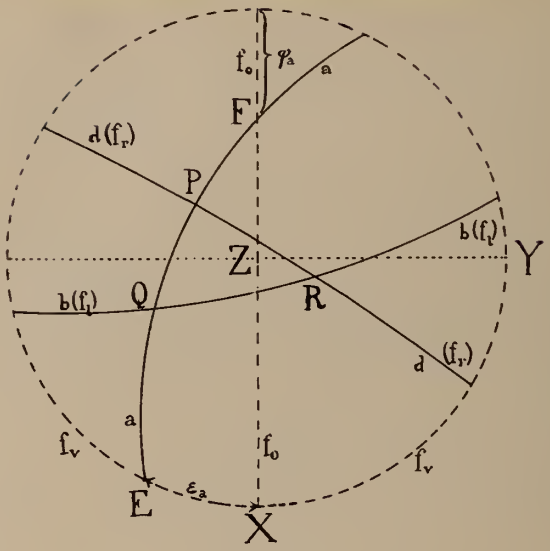


Fig. 5.
Graphische Ermittelung der Lage der Lamellen a, b und d im Eisen V.

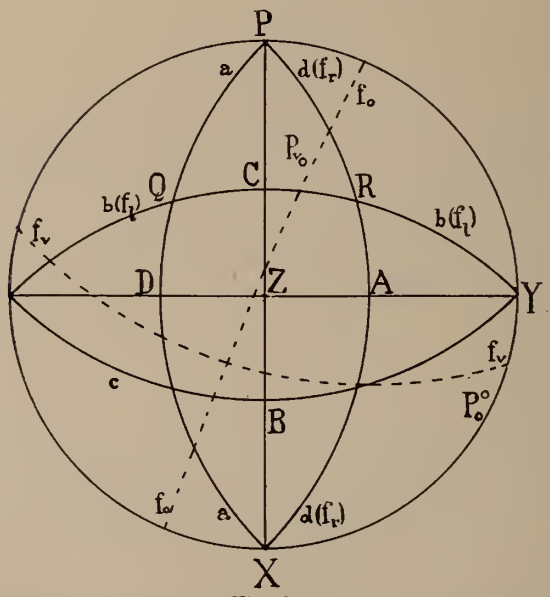


Fig. 6.
Polfigur von zwei Zonen des Dodekaeders (a, b, c, d) mit den am Eisen V vorkommenden Schnittflächen f_o, f_v, f_l, f_r.

$\sphericalangle P = \sphericalangle \Phi_{a,d}$ ist und, wie sich hier zeigt, annähernd 90^0 beträgt. Damit ist entschieden, daß die drei Lamellen a, b, d die Lage von drei Flächen des Rhombendodekaeders zueinander haben.

Die Fig. 5 wurde weiter in die Fig. 6 umgewandelt, wo die Polfigur des Dodekaeders in der gewöhnlichen Form erscheint und die vierte Fläche c noch hinzugefügt ist. Im übrigen stellt sie dasselbe dar wie Fig. 5. Natürlich sind jetzt die Koordinatenebenen nicht mehr die Schnittflächen. Diese sind f_o und f_v mit den Polen P_o und P_v. Aus deren Lage gegen X, Y, Z wurde ermittelt, daß die Flächen F_o und F_v folgende Parameterverhältnisse besitzen:

$$F_o \ldots\ldots 0{,}43 : \quad 1 : 7{,}47,$$
$$F_v \ldots\ldots 3{,}3 : -1 : 1{,}47.$$

F_l und F_r sind zwei Dodekaederflächen.

C. Zusammenfassung.

1. Die im Kgl. Mineral.-petr. Museum zu Berlin befindlichen beiden Stücke des Meteoreisens von Carthage (Tennessee) zeigen dieselbe Anordnung der Kamazitlamellen wie die früher untersuchten Stücke aus dem Kgl. Mineralogischen Museum zu Dresden und aus der Sammlung der Kgl. Technischen Hochschule zu Dresden. Es gilt also für diese fünf Stücke und wahrscheinlich wohl auch für das ganze Eisen, daß seine Struktur nicht oktaedrisch ist, sondern daß die Anordnung der Kamazitlamellen am besten durch zwei Zonen des Rhombendodekaeders dargestellt wird.

2. Da also außer der Oktaedritstruktur bei Meteoreisen auch die Struktur nach zwei Zonen des Rhombendodekaeders vorkommen kann und beide Strukturen viel Ähnlichkeit miteinander haben, so wird es nicht zulässig sein, ein Eisen, das auf manchen Schnittflächen vier, auf manchen drei verschiedene Spurenrichtungen von Lamellen zeigt, ohne weiteres zu den Oktaedriten zu rechnen. Vielmehr ist erst auf rechnerischem, oder am praktischsten auf graphischem Wege (vergl. p. 266) die Entscheidung über die Strukturart zu fällen.

Dresden-A, März 1913.

Eifeldolomit und alttriadische Verebnung.

Von **H. Quiring**, Breslau.

Die höheren Schichtenglieder des Mitteldevons der Eifelkalkmulden sind bekanntlich dolomitisch ausgebildet, doch hat bereits

E. Kayser[1] und zuletzt H. Rauff[2] darauf aufmerksam gemacht, daß auch tiefere Schichten ganz verschiedener stratigraphischer Stellung — selbst bis hinunter zur *Cultrijugatus*-Stufe — von der Dolomitisierung ergriffen worden sind.

Arbeiten des Verfassers[3] über die stratigraphischen Verhältnisse der Eifelkalkmulde von Sötenich haben nun zu einigen Beobachtungen geführt, die zur Deutung dieser eigenartigen Dolomitbildungen des Eifler Mitteldevons, insonderheit ihrer Verbreitung und ihrer Entstehung, einen Beitrag geliefert haben dürften.

Auch in der Sötenicher Mulde war festzustellen, daß zwar der Dolomit in der Hauptsache den oberen Teil der Schichtenfolge bildete, daß andererseits aber auch im allgemeinen kalkig entwickelte Stufen des Unteren Mitteldevons dolomitisch ausgebildet waren. Daneben hatte ein dem Dolomitisierungsprozeß vergleichbarer Auslaugevorgang sogar Sandsteine des Mittel- und Unterdevons — z. T. unter Erteilung eines quarzitischen Habitus — ergriffen und umgewandelt.

Ohne im einzelnen auf die gefundenen Verhältnisse einzugehen, mögen hier nur die Schlußfolgerungen Platz finden, die aus diesen Beobachtungen gezogen worden sind.

Wie es scheint, haben wir im Gebiete der Sötenicher Mulde mit zwei Dolomitbildungen zu rechnen, die sich nach Entstehungsart und -zeit voneinander trennen lassen. Es erschien angängig, den älteren Dolomit, der nur Schichten des Oberen Mitteldevons umfaßte, in seiner Bildung — es war zweifelhaft, ob es sich um einen primären Dolomit oder das Produkt eines späteren Dolomitisierungsprozesses handelte — der Zeit vor der varistischen Faltung zuzuweisen und ihm, mit gewissen Einschränkungen, die Bedeutung eines stratigraphischen Horizonts beizulegen.

Die Entstehung des jüngeren Dolomits, der zweifellos ein sekundäres Umwandlungsprodukt ursprünglich kalkiger Schichten darstellte, konnte dagegen in die Zeit nach der Faltung gelegt werden. Zu diesem Schlusse berechtigte nicht nur die Tatsache, daß an einzelnen Stellen Glieder des tiefsten Mitteldevon, ja selbst des Unterdevons beeinflußt waren, sondern vor allem der Umstand, daß gerade in der Nähe der die Mulde und ihr Randgebiet diskordant überlagernden Buntsandsteininseln diese nachträgliche Dolomitisierung festgestellt werden konnte. Auch an den Punkten, wo allem Anschein nach die Buntsandsteinbedeckung erst in jüngster Zeit der Denudation und Erosion zum Opfer gefallen

[1] E. Kayser, Studien aus dem Gebiete des Rheinischen Devon. Ztschr. d. Deutsch. geol. Ges. **23**. p. 289—376. Berlin 1871.

[2] H. Rauff, Entwurf zu einem Profile durch die Gerolsteiner Mulde. Berlin 1911.

[3] H. Quiring, Zur Stratigraphie der Nordosthälfte der Sötenicher Mulde. Berlin 1913.

war, ließ das anstehende Gestein Einwirkungen dieses jüngeren (postvaristischen) Auslaugungs- bezw. Dolomitisierungsprozesses erkennen.

Der Verfasser hält demnach, ohne die eigenartige Erscheinung weiter zu belegen — bedeutet sie doch nur eine Nebenbeobachtung seiner Arbeit —, es für sehr wahrscheinlich, ja gewiß, daß die postvaristische Auslaugung und Dolomitisierung der Schichten des Unterdevons und der tieferen Schichten des Mitteldevons an die Auflagerungsfläche des Buntsandsteins geknüpft ist und eine tiefgründige — bis 50 m einwirkende — Umwandlung des in der permischen oder alttriadischen Verebnungsperiode anstehenden Gesteins hervorgerufen hat.

Mit großer Entschiedenheit deuten weiter die gefundenen Verhältnisse, namentlich die Auslaugung der Sandsteine [1], daraufhin, daß lediglich ein oberflächlicher Verwitterungsvorgang in Frage kommen kann, ohne daß eine untermeerische Zufuhr nennenswerter Mengen von Magnesiumkarbonat stattgefunden hat. Die nachträgliche Dolomitisierung der Kalke des Unteren Mitteldevons wäre demnach fast ausschließlich auf eine Auslaugung des leichter löslichen Calciumcarbonats und eine Anreicherung des mehr oder weniger zurückbleibenden Mangesiumcarbonats zurückzuführen.

Das gewonnene Resultat ist jedoch auch aus dem Grunde von Bedeutung, als es die Frage der Beantwortung nähert, ob wir die Auflagerungsfläche des Buntsandsteins der Eifel als das Ergebnis eines Denudations- oder Abrasionsvorganges zu betrachten haben.

Diese Frage dürfte dahin zu beantworten sein, daß es sich aller Wahrscheinlichkeit nach bei der permischen bezw. alttriadischen Verebnung um eine langandauernde Phase der Denudation handelte, welche die Erhebungen des varistischen Gebirges morphologisch ausgelöscht und eine tiefgehende Verwitterung der damaligen Landoberfläche bewirkt hat.

Auch auf die sich hierbei aufdrängende zweite Frage, ob der Buntsandstein der Eifel als marine oder terrestre Bildung anzusprechen ist, wirft dieses Ergebnis ein gewisses Streiflicht, sodaß es sich wohl verlohnen dürfte, den hier mitgeteilten und noch recht dürftigen Beobachtungen nachzugehen.

Ergebnisse:

1. Die Bildung des mitteldevonischen Eifeldolomits hat in zwei getrennten Zeiträumen stattgefunden.

[1] Die beobachtete Auslaugung und eigenartige Umwandlung der Sandsteine steht in einer bemerkenswerten Übereinstimmung zu der von Bornhardt (Zur Oberflächengestaltung Deutsch-Ostafrikas. Berlin 1900) beschriebenen Umwandlung (Chalzedonisierung) von Kreidesedimenten („Newalasandstein") im Südosten Deutsch-Ostafrikas unter dem Einfluß einer langandauernden Denudations(Verwitterungs-)periode.

2. Der ältere Dolomit ist vor Beginn der varistischen Faltungsperiode gebildet worden. Der jüngere ist postvaristisch und durch Auslaugung mitteldevonischer Kalke entstanden.

3. Der Auslaugeprozeß hat auch mitteldevonische und unterdevonische Sandsteine beeinflußt und umgewandelt.

4. Die Auslaugung ist an die Auflagerungsfläche des den paläozoischen Rumpf überlagernden Mittleren Buntsandsteins geknüpft und wahrscheinlich auf einen Verwitterungsvorgang zurückzuführen, der in der Phase der permisch-alttriadischen Verebnung das in der damaligen Landoberfläche anstehenden Gestein ergriffen hat.

Einige Bemerkungen zu E. Haug: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales, 3ème partie, le Salzkammergut.

Von **E. Spengler** in Graz.

In dem „Bulletin de la société géologique de France", 1912, p. 105, ist der schon lange angekündigte 3. Teil der epochemachenden Arbeit E. Haug's über die Decken der nördlichen Kalkalpen erschienen. Leider war es mir wegen der verspäteten Lieferung der Hefte durch die „Société géologique de France" und infolge der Gewohnheit E. Haug's, keine Sonderabdrücke zu versenden, nicht mehr möglich, in meiner in den Sitzungsberichten der Wiener Akademie im Drucke befindlichen Arbeit[1] zu den hochinteressanten Ausführungen Haug's Stellung zu nehmen; ich möchte dies daher an dieser Stelle nachtragen.

E. Haug begründet in seiner Arbeit in eingehenderer Weise als in einem 1908 erschienenen Vorberichte[2] die Aufstellung der „Decke des Toten Gebirges", welche zwischen die „bayrische Decke" und die „Salzdecke" eingeschaltet ist. Im Toten Gebirge selbst ist diese Decke sehr gut begründet; auf weite Strecken läßt sich der schmale, meist von steil stehenden Liasfleckenmergeln gebildete Streifen an der Nordwestseite des Toten Gebirges verfolgen, der die nördlich vorgelagerte „bayrische" Trias von der gewaltigen Dachsteinkalkmasse des Toten Gebirges trennt. Die Erscheinung, daß unterhalb der Hallstätter Decke eine Decke von ausgesprochener Dachsteinfazies (Berchtesgadener oder hochalpiner Fazies) liegt, braucht uns nicht zu befremden: Wir haben dieselbe Erscheinung im Westen, da die unter die Hallstätter Ge-

[1] E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. I. Teil: Die Gosauzone Ischl—Strobl—Abtenau. Sitzungsberichte der Wiener Akademie. 1912.

[2] E. Haug, Sur les nappes du charriage du Salzkammergut C. R. Academie des Sciences. 1908. p. 1428—1430.

steine bei Berchtesgaden einfallende Watzmannmasse, wenigstens in der Trias, ausgesprochen Berchtesgadener Fazies zeigt und doch der bayrischen Decke angehört (vergl. E. Haug, J. Nowak, F. Hahn); eine analoge Erscheinung haben wir aber auch im Osten: die oberste Teildecke des unteren ostalpinen Deckensystems Kober's, die „Ötscherdecke", zeigt in ihrer Fazies bereits außerordentlich starke Anklänge an die hochalpine Entwicklung[1]. Überhaupt sind die „Ötscherdecke" Kober's und die „Decke des Toten Gebirges" Haug's zwei durchaus vergleichbare Gebilde, wenn auch die Frage, ob sie zu parallelisieren sind, erst dann wird entschieden werden können, bis die dazwischen gelegenen Gebiete untersucht worden sind.

Hingegen kann ich mich für die Gleichstellung der Schafberggruppe mit der Decke des Toten Gebirges[2] durchaus nicht erwärmen. Denn abgesehen davon, daß, wie Haug selbst hervorhebt, die Fazies der Trias der Schafberggruppe gar nicht mit dem Toten Gebirge übereinstimmt, läßt sich auch Haug's Annahme, daß die Schafberggruppe eine tektonisch höhere Einheit als die Osterhorngruppe darstellt, mit den zu beobachtenden Lagerungsverhältnissen nicht in Einklang bringen. Nach der Darstellung auf Taf. I Fig. 1 in Haug's Arbeit ist die Schafberggruppe über die Osterhorngruppe deckenförmig überschoben. Der Ausbiß dieser Überschiebung wird durch eine Linie: Elsenwang—Sattelalm auf der Südseite des Felblingberges—Tiefbrunnau—Lueg—Südwestfuß der Blechwand gebildet. Demgegenüber habe ich in meiner Schafbergarbeit angenommen, daß sich an einer mit der Linie Haug's nicht vollständig zusammenfallenden Dislokationslinie (Elsenwang—Nordseite des Felblingberges—Tiefbrunnau—Lueg—Fitz am Berg—Nordseite der Blechwand—Sattel zwischen Blechwand und Sparberhorn [Nessner Scharte]—Weißenbachtal) die Oberalmer Schichten der Osterhorngruppe über den Hauptdolomit, der weiter im Norden den Lias und Jura der Schafberggruppe trägt, hinweggeschoben haben[3]. In meiner späteren Arbeit brachte ich die „Plassenkalküberschiebung" in der Schafberggruppe mit diesem Vorschub der Osterhorngruppe in Verbindung[4]. Die Osterhorngruppe liegt daher nach meiner Auffasssung tektonisch höher als die Schafberggruppe.

Nach Haug spricht für seine Auffassung: Das Neocom des Schmiedhorn-Nordhanges kommt mit dem Hauptdolomit des Felblinggipfels in Kontakt, Oberalmer Schichten mit dem Hauptdolomit

[1] L. Kober, Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschriften der Wiener Akademie. 1912. p. 20.

[2] E. Haug, l. c. p. 129.

[3] E. Spengler, Die Schafberggruppe. Mitt. der Geologischen Gesellschaft in Wien. 1911. p. 263.

[4] E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. I. Sitz.-Ber. der Wiener Akademie. 1912. p. 28.

des Sonnberges[1]. Tatsächlich scheinen nach der geologischen Spezialkarte, Blatt Salzburg, die Jura- und Neocomgesteine der Osterhorngruppe unter die nördlich vorgelagerten Triasmassen einzufallen.

Dagegen konnte ich mich auf meinen Exkursionen von folgendem überzeugen: Der Gipfel des Felblingbergs besteht nicht, wie die geologische Karte angibt, aus Hauptdolomit, sondern aus steil südfallenden, Hornstein führenden Kalken (Oberalmer Schichten). Der Neocomzug Elsenwang—Sattelalm liegt daher hier in einer regelmäßigen, von Oberalmer Schichten gebildeten Mulde. Erst die tieferen Gehänge des Felblingberges bestehen tatsächlich aus Hauptdolomit, der von den überlagernden Oberalmer Schichten durch Spuren roter Kalke (Lias?) getrennt ist. Dieses Vorkommen erinnert sehr stark an die zerdrückten Juravorkommnisse an der Südseite des Wolfgangsees[2] und ist sicherlich deren westliche Fortsetzung. Wir müssen dabei die Schafberg und Osterhorn trennende Linie auf die Nordseite des Felbling verlegen. Für die Überlagerung des Hauptdolomits durch die Juragesteine der Osterhorngruppe sprechen vor allem folgende Punkte: 1. An der Südseite des Sonnberges fallen triadische Plattenkalke 60° gegen SW ein und werden von Fleckenmergeln überlagert (Neocom oder Lias, jedenfalls ein Gestein der Osterhorngruppe). 2. Auf der Höhe der Kühleiten (Sattel zwischen Tiefbrunnau und Wolfgangsee) stehen ähnliche Mergel, ferner Oberalmer Schichten an, welche deutlich 10°—45° gegen Südwesten einfallen. 3. Die auch von Haug[3] erwähnte Hauptdolomitzone südlich von St. Gilgen bildet eine senkrechte Wand von etwa 250 m Höhe (Gamswand; auf ihrer Höhe führt der Maria-Lenkweg); der darüber folgende, weniger steile Abhang ‚besteht bis auf den Gipfel des Zwölferhorns aus Oberalmer Schichten. Es ist daher schon aus topographisch-morphologischen Gründen ausgeschlossen, daß diese Oberalmer Schichten unter die wandbildenden Hauptdolomite am Fuße des Berges einfallen, zumal da man am Maria-Lenkweg, unmittelbar dem Hauptdolomit auflagernd, sehr stark reduzierte rote Adneter Schichten und Hornsteinkalke[4] trifft, deren Einfallen etwa 60° gegen SSW gerichtet ist. 4. Diese Zone erreicht das Ufer des Wolfgangsees östlich von Lueg bei der sogenannten Franzosenschanze. Hier und weiter östlich ist an vielen Stellen das SSW-Fallen sämtlicher Schichten deutlich zu erkennen[5]. Nur an zwei Stellen kann es den Anschein haben, daß die Osterhorngesteine die nördlich vorliegende Hauptdolomit-

[1] E. Haug, l. c. p. 109.
[2] E. Spengler, Die Schafberggruppe. p. 263.
[3] E. Haug, l. c. p. 110.
[4] E. Spengler, Die Schafberggruppe, p. 263.
[5] Vergl. E. Spengler, Die Schafberggruppe, p. 262 u. p. 263.

masse unterteufen. Am Eingange des Grabens, welcher bei der Brunnbauermühle in die Tiefbrunnau mündet, fallen Oberalmer Schichten unter einem Winkel von etwa 30° gegen NNW, also gegen den Hauptdolomit des Felblingzuges ein, ferner scheint der Hauptdolomit beim Gasthaus Gschwandt am Wolfgangsee steil nach N einzufallen, doch kann hier das Fallen wegen der Undeutlichkeit der Schichtung nicht sicher festgestellt werden. Die zwei räumlich sehr beschränkten Aufschlüsse können keinesfalls gegen die überwiegende Anzahl von Punkten sprechen (insbesondere nicht gegen die unter 3 angeführten Verhältnisse), welche mit Sicherheit ein Einfallen des Hauptdolomits und somit der Schafberggesteine unter die Osterhorngruppe erkennen lassen. Wir können also die Schafberggruppe nicht als eine höhere Decke als die Osterhorngruppe, sondern eher noch für eine tiefere erklären; doch spricht, wie ich in der „Schafberggruppe" gezeigt habe, trotz des außerordentlich großen Faziskontrastes, einiges gegen die Annahme einer großen Deckenüberschiebung an dieser Stelle. Das Nordfallen der Schichten in den Bergen der nördlichen Osterhorngruppe südlich der Tiefbrunnau kann vielleicht als Andeutung einer Stirnbildung gelten. Die Erscheinung, daß nördlich der Adneter Entwicklung nochmals Hierlatzfazies folgt, braucht uns nicht zu verwundern; denn in den niederösterreichischen Kalkalpen haben wir eine ganz ähnliche Erscheinung (Hierlatzkalk von Gießhübl bei Mödling[1].

Ferner widerspricht es den Faziesverhältnissen, wenn man mit Haug die Blechwand in die Schafbergserie einbezieht. Denn die Blechwand stellt eine gegen SW geneigte Schichtserie von typischer Osterhornfazies vor; vom mittleren Strobl-Weißenbachtale aus möchte man glauben, daß sich sogar dieselben felsbildenden Bänke in den Oberalmer Schichten der Blechwand und in dem südlich sich anschließenden Zwechenberge verfolgen lassen. Die Blechwand ist auf ihrer Südwestseite sicherlich von einer Dislokation begrenzt, doch ist dies eine Parallelstörung zu der Grenzdislokation zwischen Schafberg- und Osterhorngruppe, die zwischen Sparberhorn und Blechwand verläuft.

Nach Haug gehört ferner nur der südliche Teil und das Gipfelgebiet der Schafberggruppe zur Decke des Toten Gebirges, die Nordhänge hingegen unterhalb der „Grünseescherfläche" wiederum zur bayrischen Decke[2]. Diese Trennung trifft im Westen auf Schwierigkeiten, da sich hier die nach Haug zwei verschiedenen Decken angehörigen Hauptdolomite der Nord- und Südseite des Schafberges zu einer untrennbaren Masse vereinigen. Ferner

[1] A. Spitz, Der Höllensteinzug bei Wien. Mitt. der Wiener geolog. Gesellschaft. 1910. p. 375. — L. Kober, Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschriften der Wiener Akademie. 1912. p. 17, 18.

[2] E. Haug, l. c. p. 111.

sucht Haug das plötzliche Aufhören der Schafbergfalten an der Westseite des Leonsberges dadurch zu erklären, daß sich hier die an der Basis der Schafbergdecke gelegene Schubfläche gegen Osten heraushebt[1]. Dagegen ist einzuwenden, daß das nach Haug der höheren Decke angehörige Gebiet der Schafbergfalten meist orographisch bedeutend tiefer liegt als das Gebiet der tieferen Decke (der Gipfel des Leonsberges, der aus dem Hauptdolomit der tieferen Decke besteht, liegt um 700 m höher als die nur 1 km weiter westlich liegende Schlucht des Kühnbaches, die in Hierlatzkalk und Spongienlias der höheren Decke eingeschnitten ist); wir müßten daher hier ein außerordentlich steiles Aufsteigen der Schubfläche an der Basis der Schafbergdecke im Streichen annehmen. Daher erscheint die Annahme einer vertikalen, N—S verlaufenden Dislokation in den Westhängen des Leonsberges ungleich wahrscheinlicher; doch möchte ich hier zu dem in der „Schafberggruppe" Gesagten noch folgendes nachtragen: Ich stelle mir vor, daß nur westlich der Leonsberglinie die Schichten bei der vorgosauischen Faltung durch einen von Süden wirkenden Tangentialdruck in Falten gelegt wurden, östlich hingegen nicht. Daher müssen an der Leonsberglinie die Falten des Schafbergs gegen die ungestörte Hauptdolomitmasse des Leonsbergs abstoßen; die Leonsberglinie muß naturgemäß bei den Leonsberger Almen ihr nördliches Ende finden; der Hauptdolomit des Leonsberges ist mit demjenigen auf der Nordseite des Schafberges in ungestörter Verbindung[2].

Ferner muß ich mich gegen die Annahme des vorgosauischen Aufschubes der Gamsfeldgruppe auf die Osterhorngruppe aussprechen[3], eine Annahme, in der E. Haug Cl. Lebling[4] gefolgt ist; doch kann ich hier auf meine oben erwähnte Arbeit in den Sitzungsberichten der Wiener Akademie verweisen. Das Bild des Kontaktes zwischen dem Gosaustreifen Strobl—Abtenau und dem Dolomit der Gamsfeldgruppe ist dem Kontakt zwischen den Gosauschichten und den Triasgesteinen des Buchbergriedels bei der Zwieselalpe vollkommen analog, für welchen auch E. Haug nachgosauisches Alter annimmt[5].

---

[1] E. Haug, l. c. p. 111.

[2] Zur Veranschaulichung dieser Lagerungsverhältnisse diene folgender Versuch: Man nehme eine Karte des Schafberggebietes und führe von Süden her längs der Leonsberglinie einen Schnitt bis zu den Leonsberger Almen; hierauf lege man durch einen Druck von Süden nur das westlich (links) des Schnittes gelegene Stück der Karte in Falten, wodurch man ein der Natur entsprechendes Bild erhält.

[3] E. Haug, l. c. p. 114.

[4] Cl. Lebling, Beobachtungen an der Querstörung „Abtenau—Strobl" im Salzkammergut. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXI. p. 570.

[5] E. Haug, l. c. p. 121.

Die tektonische Auflösung der Umgebung des Gosautales durch Haug scheint mir wenigstens nach meinen bisherigen Beobachtungen eine außerordentlich glückliche zu sein; doch möchte ich bei der Zugehörigkeit des Plassen zur Dachsteindecke glauben, daß dieser nicht dem verkehrten Mittelschenkel der Dachsteindecke angehört — denn Mittelschenkel treten bei den wohl nicht als liegende Falten zu deutenden Decken des Salzkammergutes niemals auf —, sondern annehmen, daß der Plassen als Stirnpartie der von Haug aufgestellten nachgosauischen Schubmasse zu deuten ist. Übrigens scheint sich hier in den Darstellungen E. Haug's ein Widerspruch zu befinden: Auf p. 425, Zeile 16, erklärt er den Plassen sowie den Lias bei Waldbach—Strub als verkehrten Mittelschenkel der Dachsteindecke[1], also einer vorgosauischen Schubmasse[2]; dieser Darstellung entspricht auch das Profil Taf. I, Fig. 2. Wenige Zeilen später hält er jedoch die Aufschiebung des Jura auf die Triasgesteine des Salzbergfensters für ein Produkt der nachgosauischen Überschiebung[3]; letzterer Ansicht habe ich mich oben im wesentlichen angeschlossen.

Anschließend an die Ausführungen über Haug's Arbeit sei mir an dieser Stelle noch eine Bemerkung zu der kürzlich erschienenen Arbeit meines Freundes J. v. Pia[4] gestattet. Pia spricht hier den Gedanken aus, daß zwischen den Falten des Schafberges und der Höllengebirgsüberschiebung eine Art Kompensationsverhältnis bestehe. Mir scheint gegen diesen sonst sehr plausiblen Erklärungsversuch vor allem die in der „Schafberggruppe" p. 233, Zeile 2—7 besprochene und auf Profil I, Taf. V dargestellte[5] Erscheinung zu sprechen, die ein höheres Alter der Grünseeoberfläche gegenüber der Höllengebirgsstirn mit Sicherheit erkennen läßt.

---

[1] . . . mais il me paraît plus vraisemblable de l'attribuer à la nappe D. Dans cette hypothèse, elle (der Plassen) appartiendrait au flanc renversé de cette nappe.

[2] Les quatre nappes étaient déjà empilées, — lorsque la mer néocrétacée a envahi la région.

[3] J'ajouterai cependant que, postérieurement on dépôt des couches de Gosau, le bord sud de la fenêtre a été poussé vers le Nord et charrié sur le Crétacé, en se renversant partiellement, sur les terrains de la fenêtre, si bien que le Jurassique du flanc inverse est venu reposer directement sur divers termes de la série triasique.

[4] J. v. Pia: Geologische Studien im Höllengebirge und seinen nördlichen Vorlagen. Jahrb. der geol. Reichsanstalt. Wien 1912. p. 557—612.

[5] Das Profil ist zwischen Eibenberg und Scharfling sehr stark schief aufs Streichen geführt und läßt daher das kuppelförmige Abfallen der Schichten gegen den Mondsee weniger deutlich erkennen.

Inoceramus inconstans Woods und verwandte Arten.

Von **Hermann Andert**, Ebersbach i. S.

Mit 2 Textfiguren.

Eine von Herrn Dr. Seemann in Aussig mir freundlichst zur Bearbeitung überlassene Kollektion von Inoceramen aus den Kalkmergeln von Leitmeritz und Teplitz im böhmischen Mittelgebirge sowie anderes reiches Material von Originalen oder deren getreuen Abgüssen, das mir zur Beurteilung vorlag, geben mir Veranlassung, die von Woods aufgestellte Formengruppe des *Inoceramus inconstans*[1] näher ins Auge zu fassen. Zum größten Teil kann ich mich in meiner hier vertretenen Auffassung auf authentisches Material stützen und nicht nur auf Abbildungen, bei denen selbst gute irre führen können.

Bereits in der Festschrift des Humboldtvereins zu Ebersbach vom Jahre 1911[2] habe ich mehrere dieser Gruppe zuzurechnende Arten eingehend behandelt und u. a. daselbst p. 44/45 erwähnt, daß die in der böhmischen Kreide aus den Priesener und noch tieferen Schichten zu *I. Cuvieri* gestellten Exemplare meist sehr platt gedrückt sind, an denen einer der Hauptcharaktere der Art, das Dickenwachstum, nicht nachgewiesen werden kann, und daß wohl ein großer Teil dieser Stücke als *I. latus* Mantell wird angesprochen werden müssen.

Währenddessen ist der zweite Teil der Monographie von Woods[3] über die englischen Inoceramen erschienen und hat die lang ersehnte Aufklärung über die bisher so zweifelhaften alten englischen Originale gebracht. Nur wird die Durchführung einiger von dem Autor angewendeter Sammelnamen, die erst künftig wieder in Varietäten gespalten werden sollen[4], für die deutschen Verhältnisse auf große Schwierigkeiten stoßen. Die Stratigraphie der oberen deutschen Kreide stützt sich zu einem guten Teil auf das Auftreten oder Fehlen bestimmter Inoceramenformen. Deshalb erscheint es dringend geboten, die Inoceramen, soweit sie charakteristische Unterscheidungsmerkmale besitzen, aus diesen Kollektivnamen herauszulösen. Die Fassung des Begriffes als Art oder als Varietät ist bei der vorliegenden Gattung, da die Unterschiede oft nur durch die äußere Form bedingt sind und der Schloßapparat selten vollständig bekannt ist, wenig von Bedeutung. Die vorhandenen Bezeichnungen möchten jedoch, da sie mit der Stratigraphie eng verknüpft sind, möglichst gewahrt bleiben.

---

[1] Woods, A Monograph of the cretaceous Lamellibranchia of England. 2. Palaeont. Soc. 1912 p. 285.

[2] Andert, Die Inoceramen des Kreibitz-Zittauer Sandsteingebirges. Sonderabdruck bei Max Weg in Leipzig in Kommission.

[3] Woods, a. a. O.

[4] Woods, a. a. O. p. 288.

Ein großer Teil der herrschenden Verwirrung in den Inoceramenbezeichnungen ist den alten englischen Autoren zuzuschreiben, deren Abbildungen, zum Teil von minderwertigen Originalen, zur sicheren Wiedererkennung ziemlich unbrauchbar sind, und die gegenseitig durch Trennung gleicher bezw. Zusammenlegung verschiedener Arten von Anfang an große Unstimmigkeiten in die Literatur hineingetragen haben. Eine Nachprüfung der Originale ist in dieser langen Zeit nicht erfolgt. Unsere deutschen Autoren mußten bei dem Versuch, ihre einheimischen Formen, die zudem sehr oft in mangelhaftem Erhaltungszustande waren, mit den englischen zu identifizieren, unter diesen Umständen zu einer Menge Fehlschlüsse gelangen. Trotzdem habe ich in den von mir besuchten deutschen Sammlungen eine ziemlich einheitliche Auffassung der wichtigsten Formen des Turon gefunden, so daß, wenn man die verschiedenen Deutungen in der früheren Literatur nicht berücksichtigt, die gegenwärtige Lage für unsere Leitfossilien aus der Inoceramengruppe durchaus nicht so trostlos ist, als wie man nach den weitausgreifenden Zusammenlegungen von Woods wieder annehmen sollte. Im Emscher und Senon liegt die Angelegenheit in Rücksicht auf die größere Zahl der noch wenig bekannten Formen nicht so günstig, nach meinen Erfahrungen wird aber auch hier Klarheit hineinzubringen sein. Bei der Eigenart der Gattung wird jedoch kaum, wenn man nicht große Formenkreise zusammenfassen will, wodurch jeder stratigraphische Wert unnütz verloren gehen würde, die Klärung soweit durchzuführen sein, daß der zufällig vor die Bestimmung einiger mangelhaft erhaltener Stücke Gestellte ohne viel Mühe das Richtige herausfindet.

Durch Überlassung von Originalen, Gipsabgüssen und sonstigem Material aus den ihnen unterstellten Sammlungen sowie durch wertvolle Mitteilungen fühle ich mich zu Dank verpflichtet den Herren Dr. A. Smith Woodward und Bullen Newton am British Museum in London, Herrn Professor Dr. J. Böhm, Kustos an der Königlichen Geologischen Landesanstalt in Berlin, Herrn Professor Dr. Hibsch in Tetschen, Herrn Dr. Seemann in Aussig und Herrn Dr. Wanderer in Dresden.

I. Lamarcki und *I. Cuvieri* sind bereits von Herrn Professor Böhm[1] einer kritischen Bearbeitung unterzogen worden. Nach dem mir ebenfalls von Herrn Dr. A. Smith Woodward freundlichst überlassenen Gipsabguß möchte ich jedoch die Längsfurche am Original des *I. Lamarcki* Park.[2] als ein morphologisches Merkmal der Art ansehen. Die Schale ist lediglich zwischen der höchsten Rückenwölbung und dem Vorderrande zerdrückt; die hintere Partie, in

[1] J. Böhm, *I. Lamarcki* auct. und *I. Cuvieri* auct. Zeitschrift der deutschen geol. Ges. **64**. 1912. Monatsbericht No. 7. p. 399.

[2] Woods, a. a. O. p. 312. Textfig. 63; J. Böhm, a. a. O. p. 401.

der auch die Längsfurche gelegen ist, erscheint nach dem Gipsabguß vollständig unbeschädigt. Auch ist die Form ganz besonders schlank und der Flügel vom Rücken sehr tief abgesetzt. Das Exemplar dürfte wohl in die Nähe des *I. percostatus* G. Müller[1] gehören, mit dem auch die von Woods angegebene Fundzone ungefähr übereinstimmen würde. Auch das Original des *I. Brongniarti* Mantell[2], von dem mir ebenfalls ein Gipsabguß zur Verfügung steht, ist verschieden von den Formen der sogenannten *Brongniarti*-Stufe, wie sie von Woods in Textfig. 65 und 67 auf p. 313 dargestellt werden. Die engen, mehr scharfkantigen, auf dem Flügel sich gegen den Wirbel hin biegenden Rippen und Falten, sowie der kurze, vom Rücken nicht abgesetzte Flügel geben der Muschel ein ganz anderes Gepräge. Woods stellt sie zu der Varietät *Websteri*[3], die von dem mittelturonen *I. Lamarcki* entschieden zu trennen ist. Wenn er auch p. 318 Übergangsformen erwähnt, so ändert das wenig an meiner Ansicht, denn Taf. 53 Fig. 2 bei Woods, von dem mir ein Gipsabguß vorliegt, und vielleicht auch Fig. 1 auf dieser Tafel sind mit Textfig. 72 und 68 kaum identisch. Ähnlichkeit besitzt auch *I. Glatziac* Flegel[4] aus dem Emscher. Solange man so zweifelhafte Formen, wie besonders die hier zuerst angeführte, als Originale zu behandeln gezwungen ist, wird eine sichere Grundlage für die Inoceramen nie erreicht werden. Es erscheint mir für die Praxis viel richtiger, bei den ohnedies schwierigen Verhältnissen der Inoceramen derartige Originalstücke bei ferneren Arbeiten unberücksichtigt zu lassen und das eine oder andere gut ausgebildete Stück späterer Autoren, wenn ein solches vorhanden ist, als maßgebendes Original festzulegen.

I. Cuvieri Sturm[5] = *I. Sturmi* Andert[6], der von Woods ebenfalls der *Lamarcki*-Gruppe zugeteilt wird, besitzt die gleiche Flügelausbildung wie Woods Textfig. 68 und ist von *I. Lamarcki* zu trennen. *I. Koegleri* Andert[7] gehört hingegen wohl der Gruppe an, bewahrt aber durch seine steil abgestutzte Vorderseite, deren kantiges Umbiegen zur Rückenwölbung und die scharfen konzentrischen Rippen seine Sonderstellung als Art.

Ein weiteres Eingehen auf den *I. Lamarcki* muß hier unterbleiben, jedoch dürfte die Benützung der Synonymenliste bei Woods in jedem Falle mit Vorsicht zu geschehen haben. Nur durch

[1] G. Müller, Beitrag zur Kenntnis der oberen Kreide am nördlichen Harzrande. Jahrb. d. Kgl. preuß. geol. L.-A. 1887. Taf. 17 Fig. 3a—c. p. 413.

[2] Woods, a. a. O. p. 314. Textfig. 68.

[3] Woods, a. a. O. p. 315. Textfig. 72.

[4] Andert, a. a. O., Taf. 1 Fig. 3.

[5] Woods, a. a. O. p. 310; Sturm, Der Sandstein von Kießlingswalde usw. Jahrb. d. Kgl. preuß. geol. L.-A. 1900. 21. p. 92. Taf. 10 Fig. 1.

[6] Andert, a. a. O. p. 58.

[7] Andert, a. a. O. p. 57. Taf. 1 Fig. 6, Taf. 5 Fig. 6, Taf. 7 Fig. 4; Woods, a. a. O. p. 310.

Heranziehung der Originalstücke ist es bei dem Chaos in der Inoceramensystematik möglich, mit annehmbarer Sicherheit die Zusammengehörigkeit der Formen festzustellen. Trotzdem sind auch dann noch, da die Exemplare selten normal oder vollständig erhalten sind, Irrtümer nicht ausgeschlossen [1].

Unter *I. inconstans* Woods [2] vereinigt der Autor ebenfalls eine Gruppe von Inoceramen mit sehr charakteristischen gegenseitigen Unterscheidungsmerkmalen. Der Charakter der Gruppe tritt besonders in dem schwach gewölbten oder fast flachen Wachstum der Schale in der Jugend und einem hierzu mehr oder weniger senkrechten Umbiegen derselben nach innen in der späteren Wachstumsperiode hervor. Hierdurch erhalten die Exemplare ein aufgeblähtes Aussehen. Der erste Teil der Muschel ist gewöhnlich annähernd regelmäßig mit Anwachsstreifen, Rippen oder Falten versehen, die nach dem Umbiegen der Schale nach innen im allgemeinen sehr unregelmäßig und verschieden vom früheren Wachstum aufzutreten pflegen. Länge und Höhe sind annähernd gleich, es kann aber auch erstere ganz bedeutend überwiegen. Sehr selten sind Exemplare, bei denen die Höhe die Länge in geringem Maße übertrifft. Die Schalen sind nur wenig ungleichklappig, die Wirbel klein, wenig hervortretend und nur schwach gebogen. Ein hinteres Ohr (Flügel) ist meist vorhanden.

Die Formen aus der Zone des *Actinocamax quadratus*, wie sie in den Textfig. 47, 48, 49 und 50, sowie auf Taf. 51 Fig. 3 und 4 und Taf. 52 Fig. 2 und 3 bei Woods dargestellt sind, sollen, da weiteres Vergleichsmaterial nicht zur Verfügung steht, hier unberücksichtigt bleiben. Sie unterscheiden sich aber auch vom allgemeinen Charakter der Formengruppe teils durch mehr dickglobige Wölbung der gesamten Schale, teils durch Andeutung einer flachen Furche auf der hinteren Schalenhälfte oder auch durch Verlängerung des Schloßrandes über den Wirbel hinaus nach vorn. Die von Woods gezeichnete Entwicklung dieser Formen aus den hier behandelten soll hierdurch jedoch keinen Widerspruch erfahren.

Nach dieser Abtrennung lassen sich folgende Arten unterscheiden:

Inoceramus inconstans Woods
„ *inconstans* var. *planus* Elbert
„ *Schloenbachi* J. Böhm
„ *Schloenbachi* var. *cripsioides* Elbert
„ *crassus* Petrascheck
„ *Weisei* Andert
„ *Waltersdorfensis* Andert
„ *balticus* J. Böhm.

[1] Vergl. auch Hennig, Zur Inoceramenfrage. Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. 1912. Monatsber. No. 11. p. 527/528.

[2] Woods, a. a. O. p. 285.

1. *Inoceramus inconstans* Woods.

Zu *I. inconstans* Woods ziehe ich die Formen aus der Zone des *Holaster planus*, wie sie von Woods (a. a. O.) in Textfig. 39, 42, 43 und 46, auf Taf. 51 Fig. 2 und Taf. 52 Fig. 1 dargestellt sind. Das Exemplar Taf. 51 Fig. 1, das als fraglich aus der Zone der *Terebratulina lata* aufgeführt wird, gehört ebenfalls unzweifelhaft hierher, wie mir eine von Herrn Bullen Newton übersandte Photographie der Vorderansicht bezeugt.

Die Art ist durch die dem kreisförmig abgerundeten Fünfeck sich nähernde Form, die deutlichen Anwachsstreifen und flachwelligen Falten im Jugendstadium gekennzeichnet. Die Falten sind zuweilen sehr schwach und nähern sich dann der Form Taf. 52 Fig. 1 bei Woods, die von ihm als *Inoceramus inconstans* var. *striatus* unterschieden wird. Nach dem mir vorliegenden Material halte ich jedoch eine Trennung für undurchführbar. Hingegen dürfte das Exemplar Taf. 51 Fig. 5, das ebenfalls als *I. inconstans* var. *striatus* bezeichnet ist, auf Grund seiner Flügelausbildung (kein Flügel oder scharf abgesetzt?) eine Sonderstellung einnehmen. Von diesem Stück liegt mir ein Gipsabguß vor. Im späteren Wachstum zeigt die Schale des *I. inconstans* gewöhnlich unregelmäßige Falten, die aber auch ganz verschwinden können. Der Flügel ist nicht scharf abgesetzt. In dieser Art lassen sich Übergangsformen vom flachen *I. labiatus* var. *latus* Sowerby zu der Gruppe mit einem späteren Wachstum mehr oder weniger senkrecht zum früheren verfolgen.

I. latus Mantell ist nach Woods[1] und wie ich auch an dem von Herrn Professor Böhm mir gütigst zur Verfügung gestellten Gipsabguß des englischen Originales ersehen konnte, eine Form der Gruppe des *I. Lamarcki* Park., deren Flügel abgebrochen ist und die mit dem, was bisher in der deutschen Kreideliteratur als *I. latus* geführt worden ist, nichts gemein hat. Von Böhm[2] wird die Aufrechterhaltung der Art befürwortet.

I. latus Sowerby, von Woods als *I. labiatus* var. *latus* Sow. bezeichnet[3], ist schwach gewölbt. Besonders die Partien des unteren Randes sind sehr flach gegenüber dem mehr oder weniger stark gewölbten und nach innen gebogenen Unterrande des *I. inconstans*. Nach den Abbildungen bei Woods ist man versucht, die als *I. latus* bezw. *I. Cuvieri* aus der böhmischen Kreide bisher gedeuteten Formen zu *I. labiatus* var. *latus* Sow. zu stellen. Auch die für die Bearbeitung von Blatt Leitmeritz der Karte des böhmischen Mittelgebirges von Herrn Dr. Seemann mir freundlichst überlassenen Inoceramen sind von mir als *I. latus* Sow. bestimmt

[1] Woods, a. a. O. Textfig. 76.

[2] J. Böhm, a. a. O. p. 403.

[3] Woods, a. a. O. p. 284. Textfig. 38 und 40. Fig. 41 könnte vielleicht auch noch zu *Inoceramus inconstans* gehören.

worden. Seitdem erhielt ich aber durch Herrn Bullen Newton eine Photographie der Vorderansicht des Originals von Textfig. 38 bei Woods, an dem der Unterschied gut ersichtlich ist. Ferner teilte er mir mit, daß das kalkige Muttergestein normalen Charakter besitzt, sodaß eine Verdrückung der Exemplare ausgeschlossen ist. Leider sind die Originale sonst nicht besonders gut erhalten.

Da nun beide Formen, *I. labiatus* var. *latus* Sow. und *I. inconstans* Woods, in England der Zone des *Holaster planus* angehören, müssen wir bei uns mit demselben Auftreten rechnen. Für die in den Priesener Tonen und Mergeln zusammengedrückten Inoceramen wird deshalb auch eine genaue Bestimmung schwierig werden, ja oft unmöglich sein. Wie später noch ausgeführt werden soll, scheint *Inoceramus labiatus* var. *latus* Sow. mehr den unteren Lagen anzugehören. Daran schließen sich Formen des *I. inconstans* Woods, an denen das Umbiegen der Schale im späteren Wachstum nur gering ist. Zu diesen gehören fast sämtliche Stücke aus dem Gebiet von Leitmeritz im böhmischen Mittelgebirge, wie sie mir SO. von Kamaik, Tattermann, Trnovan, Dreihäuseln, Lopata, Biela, Mirschowitz, Vysoka, Heidenstern und auch einige von Hundorf bei Teplitz vorliegen, und z. T. im Besitze des Stadtmuseums zu Aussig, zum anderen in dem der k. k. böhmischen landwirtschaftlichen Akademie zu Tetschen-Liebwerd sind. Sie vereinigen sich alle in die Form, wie sie bei Woods Textfig. 39 dargestellt ist und die wohl allgemein für die oberste Scaphitenzone[1] in Sachsen und Böhmen als charakteristisch gelten kann. Die Übereinstimmung besteht besonders in dem stumpfen Winkel, den die spätere Wachstumsrichtung gegenüber der früheren bildet, wodurch sich diese Formen sehr dem *I. labiatus* var. *latus* Sow. nähern.

Hieran schließen sich die Stücke, die von mir unter *I. latus* Mantell[2] von Kreibitz aufgeführt sind. Sie scheinen alle eine Scheidung zwischen früherem und späterem Wachstum zu besitzen oder vor der Deformierung besessen zu haben, was mir durch das gegenwärtige Material von Leitmeritz und Teplitz wahrscheinlich geworden ist. Nahe treten einige aber auch dem *I. labiatus* var. *latus* Sow. Die zwei aus 480 m Höhe im Kreibitzer Tale aufgeführten, dem Emscher angehörenden Stücke sind, da mangelhaft erhalten, unsicher. Bei den an dieser Stelle weiter zitierten Exemplaren, die nicht aus dem Kreibitzer Gebiet stammen, muß es vorläufig offen bleiben, ob sie zu *I. inconstans* oder zu *I. labiatus* var. *latus* gehören.

Gelegentlich einer Ende 1911 in Niederkreibitz bei Herrn Fabrikbesitzer Fritsche vorgenommenen Brunnengrabung erbeutete ich

[1] In der Auffassung wie bei Andert, a. a. O. p. 42. Fußnote 3.
[2] Andert, a. a. O. p. 43. Taf. 4 Fig. 4.

in 325 m Höhenlage unter anderen Fossilien auch einige Inoceramen, die sich, obwohl sie dem *I. inconstans* Woods noch zuzurechnen sind, im allgemeinen sehr dem *I. labiatus* var. *latus* Sow. nähern. Der tiefste Fundort im Kreibitzer Tale, der mir bis dahin Inoceramen geliefert hatte, liegt in 352 m Höhe (2 Stück), die anderen Exemplare stammen aus ca. 390 m Höhe. Sie müssen alle als *I. inconstans* Woods bezeichnet werden. Nach diesem Auftreten scheint sich sonach die von Woods angenommene Abstammung des *I. inconstans* Woods von *I. labiatus* var. *latus* Sow. zu bestätigen[1].

Weiter gehört zu *I. inconstans* Woods das eine der Exemplare, die von mir zu *I. Cuvieri* var. *planus* Münster[2] gezogen worden sind. Die daselbst von Salder und Liebenburg mit dem genannten identifizierten Stücke sind auch hierher zu stellen. Die Vermutung von Woods[3], daß das Kreibitzer Exemplar ein Zwischenglied zwischen *I. labiatus* und *I. labiatus* var. *latus* darstellen könne, ist irrtümlich, denn dieses Stück besitzt im späteren Wachstumsstadium eine ausgeprägte Umbiegung der Schale nach innen.

Schließlich liegt mir die Art in einem schönen Gipsabguß der geologischen Landesanstalt Berlin von Salder vor. Er stellt sie in ihrer vollkommensten Ausbildung mit vollständig rechtwinkeligem Umbiegen des späteren Schalenteiles zum früheren Wachstum dar. Der umgebogene Schalenteil zeigt keine Falten, sondern nur kräftige Anwachsstreifen. Das Exemplar besitzt Größe und Form von Taf. 51 Fig. 2 bei Woods, jedoch erreicht das umgebogene Schalenstück einer Klappe die Höhe von 3 cm. Bei reichlicherem Material von dieser Form wäre es vielleicht möglich, sie von den Leitmeritz-Kreibitzer Stücken und den diesen sonst entsprechenden abzutrennen.

Die Art ist charakteristisch für die obere Scaphitenzone in der erwähnten Auffassung, sie steigt aber auch in den schärfer charakterisierten Formen wie die zuletzt aufgeführte in die Zone des *I. Schloenbachi* hinauf. Das Auftreten im unteren Emscher ist unsicher, aber nach den Funden nicht ausgeschlossen.

Nach unserer gegenwärtigen Kenntnis und bei dem meist mangelhaften Erhaltungszustande der Stücke bleibt es sehr schwierig, die Unterscheidung zwischen *I. labiatus* var. *latus* Sow. und *I. inconstans* Woods zu treffen.

2. *Inoceramus inconstans* var. *planus* Elbert.

Diese Varietät könnte ebensowohl als selbständige Art bezeichnet werden. In meiner mehrfach zitierten Arbeit[4] ist sie als

[1] Woods, The evolution of Inoceramus in the cretaceous period. Quart. Journ. Geol. Soc. 68. 1912, February. p. 16.

[2] Andert, a. a. O. p. 45 z. T., Taf. 1 Fig. 5.

[3] Woods, Monograph, a. a. O. p. 288. Anmerkung 1.

[4] Andert, a. a. O. p. 45 z. T., Taf. 1 Fig. 2, Taf. 7 Fig. 8.

I. Cuvieri var. *planus* Münster (Elbert)[1] aufgeführt. Hiervon sind jedoch das daselbst Taf. 1 Fig. 5 dargestellte Exemplar und die beiden mit diesem identifizierten Stücke von Salder und Liebenburg abzutrennen und wie vorstehend bemerkt, dem *I. inconstans* Woods zuzurechnen. Der Varietätsname erscheint mit Rücksicht auf die bisherige Bearbeitung empfehlenswerter, wenn auch die regelmäßige, genähert bis enge, kräftige Berippung im ersten Wachstumsstadium die Form sehr charakteristisch hervorhebt.

Im Umriß gleicht die Varietät wie *I. inconstans* Woods einem dem Kreis genäherten Fünfeck. Nach der Umbiegung zeigt die Schale im späteren Wachstum nur einige unregelmäßige schwache Falten. Ein Flügel fehlt vollständig (Steinkerne), oder, wenn das eine Exemplar von Leitmeritz[2], das an der Flügelpartie ein Stück dicker Schale aufweist, zu dieser Art zu rechnen ist, es ist ein sehr schmaler Flügel vorhanden.

I. inconstans Woods Textfig. 44[3] ist, wenn nicht etwa bloß ein Bruchstück eines viel größeren Exemplars, auch hierher zu stellen. Der von Woods p. 288 erwähnte Unterschied betreffs Wachstumsachse und Schloßlinie erscheint mir unwesentlich, da an meinen Steinkernen die Stellung der Achse zur Schloßlinie nicht sicher nachzuweisen ist und auch bei dem Original von Woods die Partie gegen den Schloßrand beschädigt zu sein scheint. Ich halte die von mir angenommene Stellung, die auch dem Leitmeritzer Stück entsprechen würde, für richtiger.

Die von mir zu der Varietät gestellten Exemplare stammen aus der Zone des *I. Schloenbachi* von Kreibitz und dem unweit davon gelegenen Nassendorf in Nordböhmen. Ferner befinden sich an der geologischen Landesanstalt Berlin Stücke dieser Varietät aus dem Bahneinschnitt östlich von Burgdorf bei Börßum und vom Windmühlenberge bei Salzgitter aus der gleichen Zone. Da das von Woods dargestellte Exemplar unsicherer Herkunft ist und nur mutmaßlich der Zone des *Micraster cor-anguinum* zugerechnet wird, kann bis auf weiteres als Lager dieser Varietät die Zone des *Inoceramus Schloenbachi* angesehen werden. (Schluß folgt.)

Besprechungen.

Ernst Cohen: Jacobus Henricus van't Hoff. Sein Leben und Wirken. (Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H. 1912. 638 p. Mit 2 Gravüren und 90 Abbildungen im Text.) (Vergl. auch das nächstfolgende Referat.)

[1] Elbert, Das untere Angoumien in den Osningbergketten des Teutoburger Waldes. Verh. d. preuß. Rheinlande. 38. p. 112.

[2] Im Stadtmuseum zu Aussig.

[3] Woods, Monograph, a. a. O. p. 287.

Obwohl van't Hoff nicht Mineraloge von Fach war, hat er doch die Mineralogie in mehr als einer Hinsicht so wesentlich gefördert, daß auch von diesem Gesichtspunkt aus sein zu früher Hingang als ein herber Verlust für die Wissenschaft empfunden werden muß. Vor allem durch die Untersuchung der ozeanischen Steinsalzablagerungen mit ihren Abraumsalzen und durch die mustergültige und vorbildliche Anwendung seiner eigentlichen Wissenschaft, der physikalischen Chemie, auf dieses wichtige Problem hat er der mineralogischen Wissenschaft neue Wege gewiesen, deren konsequente Verfolgung zu den bedeutungsvollsten Ergebnissen geführt hat und noch weiter führen wird. Sein Leben und sein Wirken ist in dem vorliegenden Buche von einem seiner Freunde und Fachgenossen nach der rein menschlichen, wie nach der wissenschaftlichen Seite sehr anziehend geschildert, so daß niemand es unbefriedigt aus der Hand legen wird. Es enthält zwei Bildnisse des Verstorbenen in Gravüre und in den Textfiguren außer einigen Jugendbildnissen die Portraits aller der Gelehrten, die mit ihm in irgendwelcher Beziehung gestanden haben, die Örtlichkeiten, in denen er gelebt und gewirkt hat und manches andere. Dem berühmten Toten ist hier ein seiner würdiges Denkmal gesetzt worden.

Max Bauer.

J. H. **van't Hoff**: Untersuchungen über die Bildungsverhältnisse der ozeanischen Salzablagerungen, insbesondere des Staßfurter Salzlagers. Herausgegeben von H. Precht (Neustaßfurt) und Ernst Cohen (Utrecht). Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H. 1912. XX u. 374 p. Mit 8 Tafeln und 39 Textfiguren.

Der stattliche, gut ausgestattete Band enthält einen Wiederabdruck der bekannten 52 Abhandlungen, die van't Hoff und seine Mitarbeiter, von denen vor allen der leider zu früh verstorbene W. Meyerhoffer zu nennen ist, verfaßt haben, um die Bildungsverhältnisse der ozeanischen Salzablagerungen aufzuklären. Bis zu welchem Grade dies gelungen ist, braucht hier nicht weiter auseinandergesetzt zu werden, jeder der sich mit Mineralogie und Geologie beschäftigt, muß davon eingehend Notiz nehmen. Detailschilderungen sind hier um so weniger erforderlich, als dies. Jahrbuch über den Gang dieser wichtigen Untersuchungen von Anfang an bis zum Schluß (1897—1908) fortlaufend durch Referate Bericht erstattet hat (1898. II. -380- und folgende Bände). Herausgeber und Verleger haben sich durch ihr Werk ein großes Verdienst erworben. da die Sitzungsberichte der Berliner Akademie, in denen die hierhergehörigen und hier wiedergegebenen Arbeiten erschienen sind, immerhin nicht zu den überall vorhandenen und jedem leicht zugänglichen Zeitschriften gehören und da die zusammenfassende Darstellung von van't Hoff: Zur Bildung der

ozeanischen Salzablagerungen (1. Heft 1905. 2. Heft 1909) doch die Originale nicht vollständig ersetzen können. Es wird auf diese Weise auch leichter sein, das von van't Hoff begonnene Werk fortzusetzen und zu vervollständigen und die noch vorhandenen Lücken auszufüllen. Zu diesem Zweck hat sich im Dezember 1905 ein Verband zur wissenschaftlichen Erforschung der deutschen Kalisalzlagerstätten gebildet, an dessen Gründung (in Verbindung mit H. Precht und F. Rinne) auch van't Hoff selbst noch teilgenommen und über dessen Ziele und Absichten er selbst noch zwei Berichte veröffentlicht hat. Auf die Veranlassung dieses Verbands, der sich schon in der verdienstvollsten Weise durch zahlreiche wichtige Untersuchungen betätigte, hat Prof. A. Gutbier, jetzt in Stuttgart, es übernommen, mit Hilfe von Assistenten die van't Hoff'schen Arbeiten fortzuführen. Dem Abdruck der letzteren ist außer einem kurzen Vorwort die Gedächtnisrede von Emil Fischer auf van't Hoff vorangesetzt, so daß der Leser in Stand gesetzt ist, sich auch über die sonstige wissenschaftliche Tätigkeit unseres berühmten Forschers in ausgezeichneter Weise zu unterrichten. Vielleicht wäre es bei einer weiteren Auflage nicht unzweckmäßig, für jeden einzelnen der abgedruckten Aufsätze genau anzugeben, wo er in den Berliner Sitzungsberichten zu finden ist, auch ein alphabetisches Register wäre sehr wünschenswert. Ebenso könnten vielleicht noch einige anderwärts erschienene einschlägige Arbeiten van't Hoff's zur Ergänzung mit abgedruckt werden (siehe auch das vorhergehende Referat). **Max Bauer.**

Detlev Lienau: Die Entstehung der Ackerböden, erläutert an den geologisch-agronomischen Verhältnissen in der Provinz Sachsen, im Herzogtum Anhalt und in den Thüringischen Staaten. Halle a. S. bei Ludw. Hofstetter, 1912. 223 p. Mit 5 Textfig., 3 farbigen Karten und einer Übersichtstabelle.

Verf., Abteilungsvorsteher an der Landwirtschaftskammer für die Provinz Sachsen, will in diesem in erster Linie für Landwirte bestimmten Buche eine allgemeine, auch für Leser ohne eingehendere geologische Kenntnisse verständliche Bodenkunde auf geologischer Grundlage schaffen, da das Grenzgebiet zwischen Geologie und Bodenkunde in den Büchern beider Wissenschaften stets stark vernachlässigt wird. Die Darstellung des Stoffs geschieht in Form einer kurzen erläuternden Übersicht. Er ist in folgender Weise eingeteilt: 1. Wechselbeziehung zwischen Gestein, Boden und Lebewesen. 2. Entstehung und Beschaffenheit der bodenbildenden Muttergesteine. 3. Geologische Geschichte der Provinz Sachsen, des Herzogtums Anhalt und der Thüringischen Staaten. 4. Die Bodenbildung. 5. Die geologisch-agronomische Kartierung und ihre Be-

deutung für den Landbau. In einem zahlreiche Anmerkungen zum Text enthaltenden Anhang wird u. a. auch die wichtigste einschlägige Literatur angeführt, für Leser, die sich auf der Grundlage des Buchs weiter bilden wollen. Die drei Karten geben eine geologische Übersicht über das im Titel genannte Gebiet und eine Verteilung der Bodenarten auf demselben, beidemal im Maßstab 1 : 1 000 000, sowie eine Darstellung der geognostisch-agronomischen Verhältnisse der Gegend nördlich von Tangermünde im Maßstab 1 : 25 000 nach der Aufnahme der geologischen Landesanstalt in Berlin. Auf der Übersichtstabelle sind die geologischen Formationen, ihre Verbreitung und das Klima der einzelnen Perioden, die in den verschiedenen Perioden gebildeten Gesteine und deren Verbreitung in dem hier behandelten Gebiet, sowie die aus den verschiedenen Gesteinen entstandenen Hauptbodenarten übersichtlich zusammengestellt. **Max Bauer.**

R. Brauns: Mineralogie. 4. Aufl. Sammlung Göschen. 1911. 142 p. Mit 132 Textfiguren.

Die weit verbreitete, zuerst 1894 erschienene kleine Mineralogie von R. Brauns ist jetzt in um einige Seiten erweiterter, vierter Auflage mit derselben Figurenzahl herausgekommen. (3. Aufl. vergl. dies. Centralbl. 1905. p. 281.) Diese neue Auflage ist in vielen Punkten nach den neuesten Anschauungen berichtigt und ergänzt. Im allgemeinen Teil sind die Abschnitte über Anwachspyramiden, Schichtenbau und Ätzfiguren neu hinzugekommen. Unter den Mineralien wird jetzt auch das wegen seines Radiumgehalts wichtige Uranpecherz erwähnt und die künstliche Darstellung des Rubins usw. besprochen, sowie bei vielen Mineralien neue wichtige Fundorte beigefügt. Auch in dieser neuen Form wird das Büchlein viele Freunde finden. **Max Bauer.**

Berichtigung.

In dem Aufsatze von K. Walther „Über ein Vorkommen von Epidotadinole und gefritteten Sandsteinen aus dem Süden der Republik Uruguay“ (dies. Centralbl. 1913. p. 68) wurden die beiden Abbildungen unrichtig gestellt, ein Versehen, das schon aus dem Text (p. 76) hervorgeht. Die Figuren sind 90 Grad um ihren Mittelpunkt nach rechts zu drehen.

Personalia.

Habilitiert für Mineralogie an der tschechischen Universität in Prag Dr. **Boh. Ježek**, Assistent des Min. Institutes der Universität und Adjunkt der Min.-Petrographischen Abteilung des Museums für das Königreich Böhmen. — An derselben Universität wurde der bisherige Titularprofessor Dr. **F. Slavik** zum wirklichen außerordentlichen Professor für Mineralogie ernannt.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Georg Böhm. †

Ganz unerwartet erlag am 18. März mein lieber Freund und Kollege Professor Dr. Georg Böhm einer akuten Gehirnentzündung, als er gerade im Begriff war, für eine Ferienreise in die Schweiz sich zu rüsten. Wiederum ist ein Wirken vorzeitig zu Ende gegangen und so mancherlei nicht abgeschlossen, was zu der Lebensarbeit des Verstorbenen gehört hätte.

Georg Böhm wurde am 21. Dezember 1854 in Frankfurt a. O. geboren, ist also nur etwas über 58 Jahre alt geworden. Er studierte in Berlin, Straßburg und Göttingen und promovierte 1877 mit einer Dissertation über die Geologie der Hilsmulde in Göttingen unter Prof. Seebach. In Straßburg gehörte er zu der ersten Gruppe von Geologen und Paläontologen, die am Ende der siebenziger Jahre des vorigen Jahrhunderts die Blüte der Benecke'schen Schule bezeichnen. Er wandte sich aber bald nach München und blieb dort bis 1885, von Zittel und von einem großen, mannigfach zusammengesetzten Freundeskreise festgehalten. Auch genügte er dort seiner Militärpflicht im Artillerie-Regiment Prinz Luitpold, zu dessen Reserveoffizieren er später zählte. Ein heiteres Leben in den anregenden Münchener Künstlerkreisen erfüllte diese Jahre. Aber gleichzeitig widmete sich Böhm, von Zittel veranlaßt, der Beschreibung der Bivalven des Kelheimer *Diceras*-Kalkes, einer Monographie, die 1879 in der Palaeontographica erschien. Diese führte weiter zu einer zweiten ähnlichen Arbeit, einer Revision der Stramberger Bivalven, welche mit vielen Tafeln in den Abhandlungen des Museums des Kgl. Bayer. Staates gedruckt wurde. So bildete sich Böhm zu einem Spezialisten der fossilen Bivalven aus, und es ist nicht zu verwundern, daß er, durch das Material der Münchener Sammlung verlockt, sich ferner der Untersuchung ähnlicher, nur schwierigerer Faunen, denen der Grauen Kalke in Venetien und der Südtiroler Oberkreide zuwandte. Zahlreiche Aufsätze und Notizen befassen sich in dem nächsten Jahrzehnt mit *Durga, Pachymegalodon, Lithiotis, Caprina, Coralliochama, Bihippurites* etc., bis im 51. Bande der Palaeontographica in der Bearbeitung der Faunen von Col dei Schiosi und von Calloneghe gewissermaßen der Abschluß dieser Untersuchungen erfolgte.

Inzwischen hatte er sich 1885 in Freiburg i. Br. habilitiert und begann 1886 gleichzeitig mit dem als Nachfolger von Prof. Fischer berufenen Prof. G. Steinmann seine Lehrtätigkeit. Diese

erstreckte sich auf Paläontologie und einzelne Kapitel aus der Geologie. Am Institutsunterricht nahm Böhm regen Anteil, vor allem stellte er seine Sammlungen und seine Lehrmittel zur Verfügung, was um so nötiger war, als in Freiburg damals für die genannten Fächer nur sehr wenig Unterrichts- und Sammlungsmaterial vorhanden war. Auf vielen Reisen ergänzte Böhm seine Sammlungen und zugleich beschaffte er sich Vergleichsstücke für seine eben erwähnten Tiroler Arbeiten. Er besuchte Frankreich, England, reiste nach Sicilien, Algier, Spanien und fand bei einem Besuche in der Ecole des Mines zu Paris seine *Durga*-Fauna in Stücken aus dem Dépt. de la Sarthe wieder. Es hat ihn sehr gefreut, daß Herr Wanner in neuester Zeit diese bezeichnende Fossilgruppe auch in Timor entdeckte.

Nachdem die Großh. Bad. Geologische Landesanstalt gegründet war, widmete er sich als Mitarbeiter auch der geologischen Aufnahme, und zwar auf dem Blatte Kandern. Indessen lag ihm diese Art der Arbeit nicht recht, er gab sie bald wieder auf; aber seine Beobachtungen sind bei der nunmehr vollendeten Aufnahme des Blattes durch Herrn Dr. Schnarrenberger verwertet worden. Einige kleine Aufsätze über die Geologie seines Aufnahmegebietes, über einige sehr schöne Ophiuren aus dem oberen Dogger von Vögisheim, über *Tapir*-Fährten im Tertiär und über einen Strudelkessel in den *Renggeri*-Tonen von Kandern bezeichnen diesen Lebensabschnitt.

Juli 1890 hat er geheiratet; der Ehe sind zwei Söhne und eine Tochter entsprossen, von denen der älteste frühzeitig starb. Mit dem Jahre 1897 beginnt in seinem Leben ein neuer Abschnitt, nämlich eine Folge außereuropäischer Reisen. Im Anschluß an den Internationalen Geologenkongreß in Rußland besuchte er Transkaspien und Turkestan zusammen mit Jon. Walther und entdeckte dort mehrere Vorkommen von mariner Unterkreide. 1899 nahm er auf 5 Semester Urlaub und reiste über Ägypten nach Indien, vor allem nach Niederländisch-Indien und Neu-Seeland. Die vereinzelten Funde mesozoischer Fossilien, die Verbeek ihm zeigte, veranlaßten ihn, diesen Vorkommen näher nachzugehen, und es glückte ihm, auf den Sula-Inseln, auf Misól und in Burn fast alle Abteilungen des mittleren Mesozoicums teils direkt anstehend zu beobachten, teils durch lose Versteinerungen nachzuweisen. Eine Anzahl von Reisenotizen gaben 1900 und 1901 von seinen Entdeckungen und Forschungen den Fachgenossen Kunde und riefen große Ueberraschung hervor, weil man mesozoische marine Sedimente in diesem Umfange im Molukkengebiete nicht erwartet hatte. Er brachte sehr reichhaltige Sammlungen mit und hat einen Teil derselben auf dem 9. Geologenkongreß zu Wien weiteren Kreisen vorgeführt. Von 1903 bis zu seinem Tode widmete er sich nun der gründlichen und sorgfältigen Durcharbeitung dieser paläonto-

logischen Ausbeute, von allen Seiten durch Vergleichsmaterial und von seinem Freunde Wichmann in Utrecht durch viele neue Funde aus den Nachbargebieten unterstützt. So entstanden die Monographien zur Geologie von Niederländisch-Indien als Supplementband zur Palaeontographica, und die Mitteilungen aus Indo-Australien im Neuen Jahrbuch, die beide von Böhm mit einigen Fachgenossen herausgegeben wurden. Er selbst beschrieb die Tithon- und Callovienfaunen der Sula-Inseln und von Misól, bearbeitete ferner für das große Sammelwerk „Nova Guinea" die Ammoniten der *Macrocephalus*- und *Sphaeroceras*-Schichten, welche die holländische Expedition auf jener Insel entdeckt hatte. Die Herren Kossmat, John, Wanner, Richarz, Krumbeck, Sörgel, v. Seidlitz haben unter redaktioneller Leitung von Böhm dann andere Vorkommen und Gruppen beschrieben oder besprochen. Alle diese von ihm verfaßten Monographien sind mit größter Sorgfalt gearbeitet; besonderer Wert ist auf eine mustergültige Darstellung auf den Tafeln gelegt, wobei Böhm keine Mühe und keine Kosten scheute, bis diese seinen hochgestellten Ansprüchen genügten. Leider hat ihm der Tod die Feder aus der Hand genommen; denn die letzte Monographie über den Dogger der Molukken hat er nicht fertig machen können und somit sein Lebenswerk über Niederländisch-Indien nicht wirklich voll zum Abschluß gebracht. Trotzdem wird niemand leugnen, daß wir Böhm eine der bedeutendsten Erweiterungen unserer Kenntnisse mesozoischer Meere und Faunen verdanken und daß wir bei allen weitergreifenden Betrachtungen paläogeographischer Natur auf seine Forschungen immer wieder zurückgehen müssen.

Von seiner großen Reise heimgekehrt, wurde Böhm 1902 zum ordentlichen Honorarprofessor ernannt, etwas später erhielt er das Offizierkreuz des Ordens von Oranien und Nassau; auch war er Ritter des Zähringer Löwenordens I. Kl. Seine Entdeckungen veranlaßten bald neue Expeditionen in jene Gebiete, so die Reisen von Wanner und Deninger; seine Arbeiten aber bewirkten, daß die Geological Survey of New-Zealand an ihn herantrat mit der Bitte, das aus der Juraformation stammende Neuseeländer Fossilmaterial monographisch zu behandeln. Auf diese neue ehrenvolle Aufgabe, welche die nächsten Jahre ausfüllen sollte, hatte Böhm sich besonders gefreut. Er hat nur einen kleinen Teil noch selbst gesehen; an die Arbeit direkt heranzutreten, ist ihm nicht mehr vergönnt gewesen.

Wie die nachstehende Liste seiner Veröffentlichungen zeigt, hat G. Böhm viel geschrieben, aber sich doch nur auf ein verhältnismäßig enges Gebiet beschränkt. Mesozoische Molluskenfaunen, besonders Bivalven und Ammoniten, waren sein Spezialgebiet; auch hat sich die Methode kaum geändert; nur in seiner Auffassung der Speziesgrenzen war er etwas weitherziger geworden.

Für die mannigfaltigen geologischen Probleme besaß er zwar reges Interesse, jedoch nicht derart, daß er selbsttätig in den Kampf der Meinungen eingegriffen hätte.

In Freiburg hat er das Wachsen der Universität, die bedeutende Erweiterung des Geologischen Instituts und das Aufblühen des Institutsunterrichtes miterlebt. Seine allgemeine paläontologische Sammlung ging in den Besitz des Instituts über. Obwohl Böhm sich vom Unterrichte und von den Exkursionen in den letzten Jahren mehr zurückgezogen hatte, bewahrte er sich doch reges Interesse für das Colloquium und für die älteren Praktikanten. Auch hat er wiederholt jungen strebsamen Leuten die Erfüllung bestimmter Aufgaben erleichtert und dem Institut manche wertvollen Bücher und Sammlungsstücke zugewandt. Alle, die mit dem liebenswürdigen weltgewandten Kollegen in irgend eine Beziehung getreten sind, werden ihm ein freundliches Gedenken bewahren, und seine indischen Arbeiten werden für viele Forschungen die Grundlage bleiben!

Freiburg, 21. März 1913.

W. Deecke.

Liste der von Georg Böhm verfaßten Druckschriften.

1877. Beiträge zur geognostischen Kenntnis der Hilsmulde. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **29**. p. 215—251.

1881. Die Bivalven der Schichten des *Diceras Münsteri* (*Diceras*-Kalk) von Kelheim. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **33**. 67—74.

1882. Die Fauna des Kelheimer *Diceras*-Kalkes. II. Abt. Bivalven. Palaeontographica. **28**. p. 141—192. Taf. 23—40.

— Über die Bivalven-Fauna des *Diceras*-Kalkes von Kelheim. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **34**. p. 200—201.

— Über die Beziehungen von *Pachyrisma*, *Megalodon*, *Diceras* und *Caprina*. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **34**. p. 602—627. Taf. 22 und 23.

— Zur Kritik der Gattung *Praeconia*. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **34**. p. 618—628. Taf. 24—27.

1883. Die Bivalven der Stramberger Schichten. Paläont. Mitt. aus d. Mus. d. Kgl. Bayer. Staates. Abt. II. H. **4**. I—IV. p. 493—680. Taf. 53—70.

1884. Geologisches aus Oberitalien. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **36**. p. 180—181.

— Über neue Versteinerungen aus den Grauen Kalken von Oberitalien. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **36**. p. 190—191.

— Beiträge zur Kenntnis der Grauen Kalke in Venetien. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **36**. p. 737—782. Taf. 15—26.

1885. Über südalpine Kreideablagerungen. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **37**. Sitz.-Ber. p. 544—549.

1886. Die Gattungen *Pachymegalodon* und *Durga*. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **38**. p. 727—734.

1887. Das Alter der Kalke des Col dei Schiosi. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **39**. p. 203—204.
— Die Facies der venetianischen Grauen Kalke im Département de la Sarthe. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **39**. p. 204—211.
— Note sur les calcaires à *Perna* et *Megalodon* du Moulin de Jupilles près Fyé (Sarthe) [zusammen mit E. Chelot]. Bull. d. l. Soc. Géol. de France. 3e Ser. **15**. p. 403—414.
1888. Neues Liasvorkommen auf dem Dinkelberge bei Basel. Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. **3**. p. 129—132.
— Über die Fauna der Schichten mit *Durga* im Departement der Sarthe. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **40**. p. 657—665. Taf. 27.
1889. Ein Beitrag zur Kenntnis fossiler Ophiuren. Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. **4**. p. 232—287. Taf. 4—5.
1891. Über *Lithiotis problematica* Gümbel. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **43**. p. 531—532.
— *Megalodon*, *Pachyrisma* und *Diceras*. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. **4**. H. 2. p. 33—56.
1892. Über die Zugehörigkeit von *Rothpletzia* zu *Hipponyx*. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **44**. p. 557—561.
— *Lithiotis problematica*. Ber. Naturf. Ges. Freiburg. **4**. H. 3. p. 65 bis 80. Taf. 2—4.
— Über *Coralliochama*. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **44**. p. 560.
— Über Rudisten vom Col dei Schiosi. Ibid. p. 561.
— Über den Fußmuskeleindruck bei *Pachyrisma*. Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. **4**. p. 119—120.
— Über eine Anomalie im Kelche von *Millericrinus mespiliformis*. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **43**. p. 741—743.
1893. Über *Cornucaprina*. Neues Jahrb. f. Min. etc. II. p. 129—130.
— Über fossile Ophiuren. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **45**. p. 158—161.
— *Coelastarte* und *Heteropis*. Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. **7**. H. 2. p. 169—178. Taf. 8.
1895. Beiträge zur Kenntnis der Kreide in den Südalpen. I. Die Schiosi- und Calloneghe-Fauna. Palaeontographica. **41**. p. 81—148. Taf. 8—15.
1896. Tierfährten im Tertiär des badischen Oberlandes. Freib. Univ.-Festprogr. zum 70. Geb. S. K. H. d. Großh. Friedrich. p. 229—238. Mit Tafel.
— Über *Bihippurites*. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **48**. p. 687—688.
1897. Geologische Beobachtungen zwischen Badenweiler und Kandern. Ber. d. 30. Vers. d. Oberrhein. Geol. Ver. zu Mülhausen i. E.
— Beitrag zur Gliederung der Kreide in den Venetianer Alpen. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **49**. p. 160—181. Taf. 4—6.
— Geologische Bemerkungen aus Transkaspien. Ibid. p. 696—697.
1898. Über das fossile Trittpaar im Tertiär des badischen Oberlandes. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **50**. p. 204—206.
— Über Caprinidenkalke aus Mexiko. Ibid. p. 323—332.
— Geologische Beobachtungen am Lago di Santa Croce. Ibid. p. 430—434.

1898. Zur Kenntnis der Gattung *Joufia*. Ibid. p. 591—592.
— Mitteilungen aus dem Aufnahmegebiete des Blattes Kandern. Mitteil. d. Großh. Bad. Geol. Landes-Anst. **3**. p. 667—687.
1899. Beiträge zur Kenntnis mexikanischer Caprinidenkalke in: Felix & Lenk. Geologie und Paläontologie von Mexiko. **2**. No. 4. Leipzig. p. 143—154.
— Aptien und Hauterivien im Kleinen Balchan. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **51**. p. 335—340.
— Über einige Fossilien aus Buchara. Ibid. p. 455—470. Taf. 29—30.
1900. Reisenotizen aus Neu-Seeland. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **52**. p. 169—177.
— Reisenotizen aus Ostasien. Ibid. p. 554—558.
1901. Aus den Molukken. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **53**. p. 4—10.
1902. Weiteres aus den Molukken. Ibid. **54**. p. 74—78.
— Zur venetianischen Kreide. Ibid. p. 72—73.
1903. *Eurydesma* und *Leiomyalina*. Dies. Centralbl. p. 296—300.
— Geologische Ergebnisse einer Reise in den Molukken. Compt. Rend. d. Congr. Géol. Intern. 9e Sess. Vienne. p. 657—662.
1904. Über tertiäre Brachiopoden von Oamaru. Südinsel Neuseeland. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **56**. Monatsber. p. 146—150. Taf. 15.
1905. Ein Strudelkessel im *Renggeri*-Tone von Kandern. Mitt. d. Großh. Bad. Geol. Landes-Anst. **5**. p. 35—38. Taf. 2.
1906. Neues aus dem Indo-Australischen Archipel. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.B. XXII. p. 385—412. Mit Karte.
— Zur Stellung von *Lithiotis*. Dies. Centralbl. p. 161—167.
— Apicalhöhlung bei *Ostrea* und Lage des Muskeleindruckes bei *Lithiotis*. Ibid. p. 458—461.
1907. Vorjurassische Brachiopoden von Ambon. — Jüngeres Palaeozoicum von Timor. — Jura von Rotti, Timor, Babar und Buru. N. Jahrb. f. Min. Beil.B. XXV. p. 293—343. Taf. 9—13.
1908. Zur Geologie des Indo-Australischen Archipels. Nachträge I. Dies. Centralbl. p. 503—504.
1909. Über *Macrocephalites* und die Längen seiner Wohnkammer. Dies. Centralbl. p. 174—179.
— Über „Absoluti" und ihre paläogeographische Verwendbarkeit. Ibid. p. 563—566.
1910. Zur neuen obertriadischen Fauna aus den Molukken. Dies. Centralbl. p. 161—163.
— Zur Kenntnis der Südküste von Misól. Ibid. p. 197—209.
— Über Korallenriffe. Ibid. p. 504.
— Fossilien aus der oberen Trias von der Südinsel Neu-Seelands. Ibid. p. 632—636.
1911. *Posidonomya Becheri* in Niederländisch-Indien? Dies. Centralbl. p. 350—352.
— Grenzschichten zwischen Jura und Kreide von Kawhia (Nordinsel Neu-Seelands). N. Jahrb. f. Min. etc. I. p. 1—24. Taf. 1—2.

1912. Unteres Callovien und Coronatenschichten zwischen Mac Cluer-Golf und Geelvink-Bai, „Nova Guinea." 4. Abschn. 1. Leiden. p. 1—20. Taf. 1—5.
1904. Die Südküsten der Sulainseln Taliabu und Mangoli:
1. Abschnitt: Grenzschichten zwischen Jura und Kreide. p. 1—46. Taf. 1—7.
1907. 2. Abschnitt: Der Fundpunkt am oberen Lagoi auf Taliabu. p. 47—58. Taf. 8.
1912. 3. Abschnitt: Oxford des Wai Galo. p. 59—120. Taf. 9—31.
— 4. Abschnitt: Unteres Callovien. p. 121—179. Taf. 32—44.
In: Beiträge zur Geologie von Niederländisch Indien. Suppl. Palaeontographica.

Inoceramus inconstans Woods und verwandte Arten.

Von **Hermann Andert**, Ebersbach i. S.

Mit 2 Textfiguren.

(Schluß.)

3. *Inoceramus Schloenbachi* J. Böhm.

Diese von Goldfuss[1] zuerst als *I. Cuvieri* Sowerby beschriebene und abgebildete Art hat nach J. Böhm[2] ebenfalls ihre selbständige Stellung zu behalten. Woods hat sie in die Synonymenliste seines *I. Lamarcki* Park.[3] aufgenommen, wohin sie ganz entschieden nicht gehört. Ihrem Wesen nach muß sie der hier behandelten Gruppe zugeteilt werden.

Der Flügel besteht in einem schmalen, in scharfer Biegung abgesetzten Rande. Auch der Umriß dieser Art bildet ein Fünfeck, das sich dem Kreise nähert oder auch etwas in die Länge gezogen ist. Die Schale ist im Jugendstadium mit groben, kräftigen, entfernt stehenden Falten bedeckt, zwischen denen gewöhnlich zwei bis drei schwächere sichtbar sind. Während des späteren Wachstums, nach der Umbiegung der Schale nach innen, besteht die Verzierung aus mehr gleichmäßigen schwächeren bis schwachen Rippen. Die Abbildung Taf. 2 Fig. 2 in meiner Abhandlung[4] gibt ebenfalls eine gute Darstellung der Berippung im ersten Wachstum. Woods[5] hält mein Stück für eine flache Form des *I. inconstans* Woods. Wenn auch das Dickenwachstum in der Abbildung nicht ersichtlich ist, so weist es doch der Text p. 44 nach. Die Anwachsstreifen erscheinen bei der Art sehr verschwommen oder sind nicht sichtbar.

[1] A. Goldfuss, Petrefacta Germiniae. Düsseldorf 1834—40. II. p. 114 Taf. 111 Fig. 1.
[2] Joh. Böhm, a. a. O. p. 403.
[3] Woods, Monograph, a. a. O. p. 308.
[4] Andert, a. a. O.
[5] Woods, Monograph, a. a. O. p. 288. Anmerkung 2.

Die Art charakterisiert die Zone des *I. Schloenbachi* in Deutschland. Unter den von Woods aufgeführten Formen vermag ich sie nicht zu erkennen.

4. *Inoceramus Schloenbachi* var. *cripsioides* Elbert.
Textfig. 1 und 2.

Der Freundlichkeit von Herrn Professor J. Böhm verdanke ich einen Gipsabguß des Originals von Elbert[1]. Die seither als *I. Cuvieri* var. *cripsioides* Elbert geführte Varietät dürfte wohl nunmehr an *I. Schloenbachi* anzugliedern sein. Der Umriß hat die

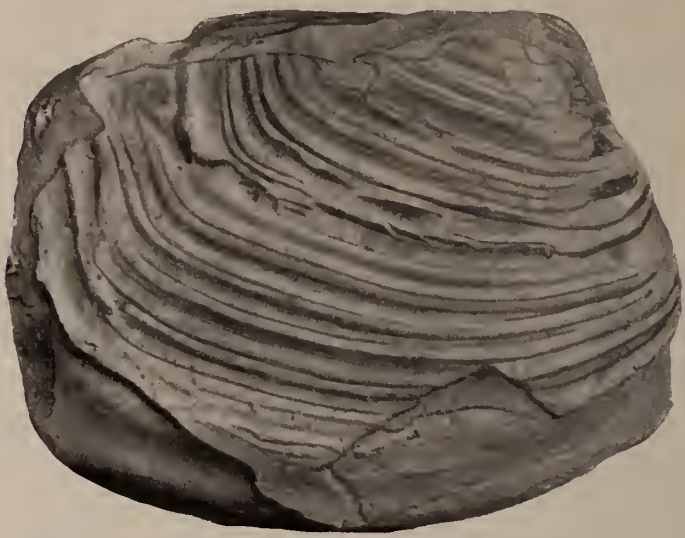


Fig. 1. *Inoceramus Schloenbachi* var. *cripsioides* Elbert.
Original von Elbert, nach einem Gipsabguß an der Königl. Geologischen Landesanstalt Berlin.
Rechte Klappe, Seitenansicht. Natürliche Größe.

Form eines Rechtecks, Unter- und Hinterrand sind schwach konvex. Die Schalenverzierung besteht an dem Original im ersten Wachstum aus nicht allzu kräftigen Rippen, die fast regelmäßig durch eine Mittelfurche geteilt sind. Feinere Anwachsstreifen sind nicht sichtbar. Die Rippen biegen vom Unter- zum Hinterrande in einer deutlichen Ecke um. Nach dem Umbiegen der Schale nach innen im späteren Wachstum behalten die Rippen die gleiche Ausbildung, sind aber weniger kräftig. Die Ausfüllung des Steinkernes besitzt an dieser Stelle nur schwache Falten. Der Flügel ist an dem von mir vom Hochwald[2] mit dieser Varietät identifizierten schlecht

[1] Elbert, a. a. O. p. 111.
[2] Andert, a. a. O. p. 46.

erhaltenen Stücke schmal und scharf abgesetzt, an dem Gipsabguß des Elbert'schen Originals ist die Beobachtung des Flügelansatzes

Fig. 2. *Inoceramus Schloenbachi* var. *cripsioides* Elbert.
Original von Elbert, nach einem Gipsabguß an der Königl. Geologischen Landesanstalt Berlin.
Rechte Klappe von vorn. Natürliche Größe.

nicht möglich (fehlt?). Mein Exemplar hat sich in der Zone des *I. Schloenbachi* gefunden. Das Original von Elbert stammt aus dem Breviporuspläner von Halle i. W.

5. *Inoceramus crassus* Petrascheck.

Diese Art, die in meiner Schrift[1] eingehend behandelt worden ist, schließt sich ebenfalls hier an. Sie ist stark nach hinten ausgezogen, im Grundriß rechteckig, Vorder- und Unterrand schwach konvex, Hinterrand gegen den Flügel stark eingezogen. Der Flügel ist schmal, bei der verschiedenartigen Wölbung der Exemplare teils wenig, teils schärfer abgesetzt. Die Schale ist im Jugendstadium mit gut ausgeprägten, engen und regelmäßigen Rippen und Falten bedeckt, die später immer kräftiger und entfernter voneinander auftreten und sogar scharfe Kämme bilden. Auf dem nach innen gebogenen Schalenstück fehlen Rippen und Falten fast vollständig und sind da, wo sie auftreten, nur schwach angedeutet.

Textfig. 45 auf p. 287 bei Woods[2] gehört ebenfalls dieser Art an und ist von ihm zu *I. inconstans* Woods gezogen. Das Stück stellt ein kleineres, mäßig nach hinten ausgezogenes Schalenexemplar dar. Der mir von diesem vorliegende Gipsabguß zeigt deutliche Anwachsstreifen. Die Schale ist gemäß diesem Stück in der Flügelpartie nicht außerordentlich dick, was in meiner erwähnten Abhandlung zu berichtigen wäre.

[1] Andert. a. a. O. p. 46. Taf. 3 Fig. 4; Taf. 6 Fig. 1, 2.
[2] Woods, Monograph. a. a. O.

Die Art findet sich besonders im Emscher von Kreibitz und Innozenzendorf in Nordböhmen, erscheint aber im Kreibitzer Tale auch schon in der obersten Scaphitenzone und in der Zone des *I. Schloenbachi* in einzelnen Exemplaren. Wahrscheinlich schließt sie ohne Zwischenglied an *I. labiatus* var. *latus* Sow. an.

6. *Inoceramus Weisei* Andert.

Auch diese Art hat von mir bereits eine ergiebige Behandlung erfahren[1]. In der Form erscheint sie als unregelmäßiges Vier- bis Fünfeck, das eine ausgeprägte schnauzenförmige Verlängerung nach vorn besitzt. Sie unterscheidet sich hierdurch von allen anderen Arten. Der Flügel ist schmal und abgesetzt. Die Verzierung der Schale im Jugendstadium gleicht vollständig der des *I. inconstans* var. *planus* Elbert, und zwar besteht sie aus engen, kräftigen und regelmäßigen Rippen. Die Ausdehnung der ersten Wachstumsrichtung ist jedoch geringer als die der späteren, was die Art ebenfalls gut unterscheidet. Im späteren Wachstum nach dem Umbiegen der Schale ist letztere von unregelmäßigen, teils kräftigen bis kammförmigen Falten bedeckt und besitzt gegen den Unterrand eine kielförmige Einschnürung.

Die Art ist bisher nur im Emscher des Kreibitz-Zittauer Sandsteingebirges in einer Anzahl Steinkerne gefunden worden.

7. *Inoceramus Waltersdorfensis* Andert.

Diese von mir vom Sonnenberg bei Waltersdorf i. Sa. beschriebene Art[2] ist auch dieser Gruppe zuzurechnen. Der Umriß ist quadratisch bis rhombisch, Vorder-, Unter- und Hinterrand sind gerundet. Der Rücken der Schale dacht sich allmählich zu dem kleinen Flügel ab. Im ersten Wachstum ist die Schale nur mit schwach-rippenartigen Anwachsstreifen verziert, Falten fehlen vollständig oder es sind eine oder zwei derselben schwach angedeutet. Nach dem Umbiegen der Schale nach innen im späteren Alter gewahrt man auf dem Steinkern mehr oder weniger unregelmäßige flache Falten. Sie können aber auch fast vollständig fehlen. In meiner zitierten Abhandlung muß es im Text heißen, daß Fig. 5 die Charaktere am besten wiedergibt, während Fig. 2 weniger gut gelungen ist. An Fig. 2 ist der Vorderrand bei der Reproduktion abgeschnitten worden. Auch die nachgetuschte Zeichnung der Oberflächenverzierung entspricht nicht der Wirklichkeit.

Die Art ist nur in wenigen Exemplaren im Emscher des Kreibitz-Zittauer Sandsteingebirges, und zwar bei Waltersdorf i. Sa. gefunden worden. Im letzten Sommer habe ich wieder zwei neue Stücke erhalten.

[1] Andert, a. a. O. p. 47. Taf. 4 Fig. 2 und 3; Taf. 6 Fig. 3.
[2] Andert, a. a. O. p. 53. Taf. 5 Fig. 5.

statt	bei	Tafel	Figur	Seite	Textfigur	ist zu setzen	Seite
Inoceramus latus Mantell	Andert: Inoceramen des Kreibitz-Zittauer Sandsteingebirges, Ebersbach 1911	IV	4	43 (11) z. Teil	—	*Inoceramus inconstans* Woods.	283
Inoceramus Cuvieri Sowerby	do.	II	2	44 (12)	—	*Inoceramus Schloenbachi* Böhm aber nicht wie Woods, p. 288, Anm. 2: flache Form des *Inoceramus inconstans* Woods.	295
Inoceramus Cuvieri var. *planus* Münster (Elbert)	do.	I	5	45 (13) z. Teil	—	*Inoceramus inconstans* Woods aber nicht wie Woods, p. 288, Anm. 1: Zwischenglied zwischen *I. labiatus* und *I. labiatus* var. *latus*.	284
do.	do.	I VII	2 8	45 (13) z. Teil	—	*Inoceramus inconstans* var. *planus* Elbert	285
Inoceramus Cuvieri var. *cripsioides* Elbert	do.	—	—	46 (14)	—	*Inoceramus Schloenbachi* var. *cripsioides* Elbert	296
Inoceramus inconstans Woods	Woods: A Monograph of the cret. Lam. of England, Pal. soc. 1912	LI LII	3, 4 2, 3	—	47, 48, 49, 50	?	281
Inoceramus inconstans var. *striatus* Mant.	do.	LII	1	292 z. Teil	—	*Inoceramus inconstans* Woods.	282
Inoceramus Lamarcki var. *Cuvieri* Sow.	do.	—	—	—	76	*Inoceramus latus* Mantell	282
Inoceramus inconstans Woods	do.	—	—	—	44	*Inoceramus inconstans* var. *planus* Elbert	285
do.	do.	—	—	—	45	*Inoceramus crassus* Petrascheck	297
Inoceramus balticus Böhm	do.	—	—	Anm. 2 p. 296	—	*Inoceramus crassus* Petrascheck ist abzutrennen	303

Tabelle II.

	Name	Form	Flügel
No. 1 Seite 282	*Inoceramus inconstans* Woods	fünfeckig kreisförmig	vorhanden, nicht abgesetzt
No. 2 Seite 284	*Inoceramus inconstans* var. *planus* Elbert	fünfeckig kreisförmig	fehlend (?) oder schmaler Rand
No. 3 Seite 295	*Inoceramus Schloenbachi* J. Böhm	fünfeckig, kreisförmig bis etwas in die Länge gezogen	schmal, abgesetzt
No. 4 Seite 296	*Inoceramus Schloenbachi* var. *cripsioides* Elbert	rechteckig, Unter- und Hinterrand schwach konvex	schmal, (abgesetzt?)
No. 5 Seite 297	*Inoceramus crassus* Petrascheck	rechteckig, stark nach hinten ausgezogen, Vorder- und Unterrand schwach konvex, Hinterrand gegen den Flügel stark eingezogen	schmal, teils weniger, teils schärfer abgesetzt
No. 6 Seite 298	*Inoceramus Weisei* Andert	unregelmäßiges Vier- bis Fünfeck, nach vorn schnauzenförmig verlängert	schmal, abgesetzt
No. 7 Seite 299	*Inoceramus Waltersdorfensis* Andert	quadratisch bis rhombisch, Vorder-, Unter- u. Hinterrand gerundet	vorhanden, nicht abgesetzt
No. 8 Seite 303	*Inoceramus balticus* J. Böhm	rechteckig gerundet, stark nach hinten ausgezogen	fehlend oder nur schwach angedeutet

Tabelle II.

Verzierung	
in der ersten Wachstumsrichtung (Jugend)	in der späteren Wachstumsrichtung
flachwellige, annähernd regelmäßige Falten, deutliche Anwachsstreifen	Falten unregelmäßig bis fehlend. Anwachsstreifen bei den älteren Formen wenig deutlich
regelmäßige, genähert bis enge, kräftige Rippen	einige unregelmäßige schwache Falten
grobe, kräftige, entfernt stehende Falten, zwischen denen gewöhnlich 2—3 schwächere Rippen sichtbar sind. Anwachsstreifen sehr undeutlich	gleichmäßigere, schwächere bis schwache Rippen
schmale, nicht allzu kräftige Rippen, meist durch eine Mittelfurche geteilt	wie in der Jugend, aber weniger kräftig
Rippen deutlich, zuerst eng und regelmäßig, später immer kräftiger bis kammförmig und entfernter voneinander, auf dem Flügel fast verschwindend, vom Unter- zum Hinterrand eckig umbiegend. Anwachsstreifen sichtbar	Falten fehlen fast ganz, einzelne schwache Rippen zuweilen vorhanden, ziemlich glatt
Rippen deutlich, eng, regelmäßig. Jugendwachstum von geringerer Ausdehnung als der im späteren Wachstum	Falten zahlreich vorhanden, unregelmäßig, teils kräftig bis kammförmig, gegen den Unterrand eine Einschnürung der Schale vorhanden
Anwachsstreifen schwachrippenartig, Falten fehlend oder nur eine oder zwei schwach angedeutet	unregelmäßige Falten vorhanden oder fehlend
starke kräftige Rippen, bis an die Bandgrubenleiste reichend, vom Unter- zum Hinterrande in rundem Bogen umbiegend	Falten fehlen fast vollständig, meist glatt

Tabelle III.

	Name	Auftreten	Typus
No. 1 Seite 282	*Inoceramus inconstans* Woods.	obere Scaphitenzone, Zone des *Inoceramus Schloenbachi*. unterster Emscher?	Woods Monograph: Textfig. 39, 42, 43, 46 Taf. 51 Fig. 1, 2
No. 2 Seite 284	*Inoceramus inconstans* var. *planus* Elbert	Zone des *Inoceramus Schloenbachi*	Andert, Inoc. Kreibitz Zitt. Sandsteingeb.: Taf. 1 Fig. 2, Taf. 7 Fig. 8 Woods, Monograph: Textfig. 44
No. 3 Seite 295	*Inoceramus Schloenbachi* J. Böhm	Zone des *Inoceramus Schloenbachi*	Goldfuss, Petr. Germ. Taf. 111 Fig. 1 Andert, Inoc. Kreibitz Zitt. Sandsteingeb.: Taf. 2 Fig. 2
No. 4 Seite 296	*Inoceramus Schloenbachi* var. *cripsioides* Elbert	Zone des *Inoceramus Schloenbachi*, *Breviporus*-Pläner	Textfig. 1. p. 296 2. p. 297
No. 5 Seite 297	*Inoceramus crassus* Petrascheck	oberste Scaphitenzone, Zone des *Inoceramus Schloenbachi*, Emscher	Andert, Inoc. Kreibitz Zitt. Sandsteingeb.: Taf. 3 Fig. 4, Taf. 6 Fig. 1, 2 Woods, Monograph: Textfig. 45
No. 6 Seite 298	*Inoceramus Weisei* Andert	Emscher	Andert, Inoc. Kreibitz Zitt. Sandsteingeb.: Taf. 4 Fig. 2, 3, Taf. 6 Fig. 3
No. 7 Seite 299	*Inoceramus Waltersdorfensis* Andert	Emscher	Andert, Inoc. Kreibitz Zitt. Sandsteingeb.: Taf. 5 Fig. 5
No. 8 Seite 303	*Inoceramus balticus* J. Böhm	im Senon weit verbreitet	J. Böhm, subhercyne Kreidemulde: Taf. 11 Fig. 2, Taf. 12 Fig. 1 Woods, Monograph: Textfig. 51—53

8. *Inoceramus balticus* J. Böhm.

Dieser von J. Böhm[1] und Woods[2] gut beschriebenen Art vermag ich, da mir Vergleichsmaterial fehlt, nichts hinzuzufügen. Der Umriß ist rechteckig gerundet, die Muschel stark nach hinten ausgezogen. Ein Flügel fehlt vollständig oder ist nur ganz schwach angedeutet. Starke kräftige Rippen mit breiten Zwischenräumen bedecken die Schale im Jugendstadium. Sie reichen bis an die Bandgrubenleiste hinauf und biegen vom Unter- zum Hinterrande in einem runden Bogen um, im Gegensatz zu *I. crassus* Petrascheck, da sie auf dem Flügel fast verschwinden und vom Unter- zum Hinterrande eine deutliche Ecke bilden[3]. Nach dem Umbiegen der Schale nach innen ist diese meist glatt und zeigt nur selten Andeutungen von schwachen Falten.

Die Art ist im Senon weit verbreitet.

Die Bezeichnung der Inoceramen in meiner mehrfach zitierten Schrift über die Inoceramen des Kreibitz-Zittauer Sandsteingebirges sowie in der Monographie von Woods erleidet somit die Veränderungen, wie sie in Tabelle I noch einmal übersichtlich zusammengestellt sind.

Für die Unterscheidung der Arten und Varietäten möge Tabelle II eine Gegenüberstellung bieten. Eine Entwicklungstabelle derselben ließe sich nach verschiedenen Gesichtspunkten hin verschieden aufstellen und soll deshalb fortbleiben. Schließlich soll noch Tabelle III einer schnellen Orientierung über Lager und Literatur der hier behandelten Arten dienen.

Melongena Deschmanni R. Hoernes — Melongena Rotkyana J. Knett.

Von Dr. **Franz Heritsch** (Graz).

In den Beiträgen zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients, **25**. 1912. Heft II u. III, beschreibt J. Knett eine neue *Melongena* als *Melongena Rotkyana*. Es ist festzustellen, daß diese in jeder Beziehung mit der von R. Hoernes als *Melongena Deschmanni* (Sitzungsberichte der Kais. Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, **115**. Abt. I. 1906) beschriebenen und abgebildeten Form überein-

[1] J. Böhm, Geologie und Paläontologie der subhercynen Kreidemulde. Abhandl. d. kgl. preuß. geol. L.-A. Neue Folge. Heft 56. p. 47. Taf. 11 Fig. 2; Taf. 12 Fig. 1.

[2] Woods, a. a. O. Monograph. p. 293. Textfig. 51—53.

[3] Woods, a. a. O. Monograph. p. 296. Anmerkung 2, vereinigt der Autor beide Arten.

stimmt. Der Fundort der von J. Knett irrtümlich als neu beschriebenen *Melongena* wird von diesem Autor als fraglich (Maljekgraben bei Preska, nordwestlich von Laibach) bezeichnet. R. Hoernes hat festgestellt, daß die *Melongena* von Soteska, nördlich von Moräutsch, herstammt, und zwar aus aquitanischen Schichten. Bezüglich des Vergleiches von *Melongena Deschmanni* mit den anderen Formen sei auf R. Hoernes Abhandlung hingewiesen. Es ist klar, daß weiterhin von einer *Melongena Rotkyana* J. Knett nicht mehr die Rede sein kann.

Ueber die goniometrischen Verhältnisse, Aetzerscheinungen und Symmetrie des Natroliths.

Von **H. Baumhauer** in Freiburg (Schweiz).

Mit 7 Textfiguren.

a) Vizinalflächen. Für den rhombischen Natrolith wurden von einer Reihe von Forschern (G. Rose, Haidinger, v. Lang, Seligmann, Brögger, Palla, Gonnard, Artini, Negri u. a.) ziemlich abweichende Fundamentalwerte bezw. Achsenverhältnisse angegeben, deren Zusammenstellung nach den verschiedenen Fundorten in Hintze's Handbuch der Mineralogie zu finden ist. Hintze bemerkt mit Recht, daß die Kristallwinkel des Natroliths nicht nur bei verschiedenen Vorkommen, sondern auch bei verschiedenen Typen desselben Vorkommens verschieden seien. Dabei führt er als im allgemeinen anzunehmendes Achsenverhältnis das von Brögger an wahrscheinlich von Arö stammenden Kristallen ermittelte an: $a:b:c = 0{,}97852:1:0{,}35362$, entsprechend $(111):(1\bar{1}1) = 36^0\,47\frac{1}{2}'$, $(111):(\bar{1}11) = 37^0\,37\frac{3}{4}'$, $(110):(1\bar{1}0) = 88^0\,45\frac{1}{3}'$. Die betreffenden Kristalle, wie auch solche von Salesl und aus der Auvergne, weisen nun außer $\{111\}$ eine oder mehrere dazu vizinale Pyramiden auf. Solche vizinale Formen wurden namentlich von Brögger, Palla, Negri und Gonnard beobachtet; es werden angeführt: $\{1\bar{1}.10.11\}$, $\{21.20.21\}$, $\{31.31.30\}$, $\{44.40.43\}$, $\{27.25.27\}$, $\{40.40.39\}$. Ihr Auftreten ist wohl die Ursache, weshalb für den Natrolith abweichende Achsenverhältnisse angegeben werden; zuweilen stimmen auch die berechneten Winkelwerte mit den beobachteten nur mangelhaft überein. Ja, es kann zweifelhaft erscheinen, ob in der Regel die eigentlichen Flächen von $\{111\}$ zur Messung gelangten und nicht vielmehr solche, welche als vizinale zur Grundform zu betrachten sind. Oft weicht der aus den Polkantenwinkeln von $\{111\}$ berechnete Prismenwinkel ziemlich von dem beobachteten ab. Eine gute Übereinstimmung zwischen Messung und Rechnung fand jedoch Negri (Zeitschr. f. Krist. **20**. p. 629) für Kristalle vom Monte Baldo (Tirol):

	beob.	ber.
(111) : ($1\bar{1}1$) . . .	36°43′	36°44′ 4″
(111) : ($\bar{1}11$) . . .	37 28 40″	37 28 2
(111) : ($\bar{1}\bar{1}1$) . . .	53 28 40	53 28 44
(110) : ($1\bar{1}0$) . . .	88 54 42	88 54 28

Hieraus folgt a : b : c = 0,981118 : 1 : 0,352837. Die Polyedrie bezw. die Vizinalflächen auf {111} und {110} der Kristalle von Salcedo (Italien) sucht Negri durch Zwillingsbildung nach {110} zu erklären. Ich selbst untersuchte zunächst goniometrisch eine Reihe von ca. 3—10 mm langen, wasserhellen Natrolithkristallen aus der Auvergne (Puy de Marman), welche einer einzigen schönen Stufe entnommen waren und sich durch gute Beschaffenheit der Pyramidenflächen auszeichnen, ferner ein paar Kristalle von anderen Handstücken, aber vom nämlichen Fundorte. Weitere, mir zur Verfügung stehende Kristalle gleicher Herkunft, sowie von Salesl, vom Neubauerberg bei Böhmisch-Leipa, von Moß in Norwegen, Bergen Hill N. J., Cape Blomidon Kings Co. Nova Scotia eigneten sich leider nicht zu genaueren Messungen[1]. Bei der goniometrischen Untersuchung der Kristalle war es nicht meine Absicht, die verschiedenen von anderen Forschern angegebenen vizinalen Pyramiden auf ihre Realität zu prüfen oder eventuell neue zu ermitteln, sondern Einsicht in die allgemeine Entwicklung solcher Flächen zu gewinnen. Dabei zeigte sich nun, daß die Flächen der Grundpyramide {111} im allgemeinen in je drei Felder zerfallen, welche mehr oder weniger von der Lage der Grundform abweichen, soweit man von einer solchen Grundform als wirklich existierend sprechen kann. Denn ich selbst fand niemals Flächen, welche nach den erhaltenen Winkelwerten unzweifelhaft ihren Charakter als solche der Grundform zu erkennen gaben. Fig. 1 (schematisch) zeigt als Ergebnis meiner Beobachtungen eine Projektion der vier, im ganzen als (111), ($1\bar{1}1$), ($1\bar{1}\bar{1}$) und ($\bar{1}11$) zu deutenden Flächen mit ihrer Teilung in je drei Felder, welche miteinander sehr stumpfe ausspringende Winkel bilden; dieselben sind mit x_1—x_4, p_1—p_4 und y_1—y_4 bezeichnet. m_1—m_4 sind die anstoßenden Flächen von {110}, a_1 und a_2 die

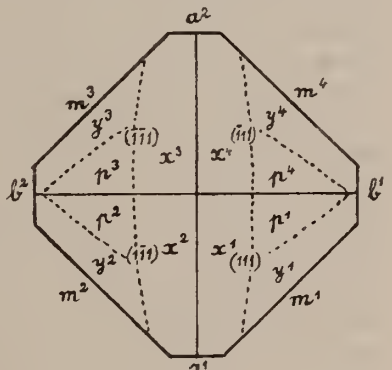


Fig. 1.

[1] Für freundliche Überlassung von Material zu nachstehenden goniometrischen Studien und zur Beobachtung der Ätzerscheinungen bin ich den Herren v. Groth und Seligmann zu Dank verpflichtet.

von $\{100\}$, b_1 und b_2 von $\{010\}$. Doch wurde niemals die vollständige polyedrische Entwicklung, wie Fig. 1 sie darstellt, in allen vier Oktanten zugleich beobachtet (die Kristalle waren zudem immer nur an einem Ende frei ausgebildet). Häufig fand ich die Dreiteilung auf drei Pyramidenflächen, dann waren aber auf der vierten nur zwei Teile, wohl x und p entsprechend, zu erkennen, oder die vierte Fläche war nur winzig klein und ließ, vielleicht infolgedessen, eine Knickung überhaupt nicht wahrnehmen. Insgesamt aber führen meine Beobachtungen zu dem Resultat, daß im vollkommensten Falle im ganzen zwölf (zu je vier gleichartige) Vizinalflächen vorhanden sind; andernfalls sind dieselben, soweit man dies sagen darf, zufällig nicht alle deutlich ausgebildet [1]. Die goniometrische Untersuchung von sieben, der zuerst erwähnten Stufe entnommenen Kristallen ergab folgendes.

p. Der Winkel $p_1 : p_2$ (resp. $p_3 : p_4$) schwankt nur innerhalb relativ enger Grenzen, nämlich zwischen $36^0\,48\frac{1}{2}'$ und $36^0\,56'$; die zuverlässigsten Werte bewegten sich sogar nur zwischen $36^0\,48\frac{1}{2}'$ und $36^0\,52'$ (Mittelwert $36^0\,50\frac{1}{2}'$). Desgleichen schwanken die Werte für $p_2 : p_3$ (resp. $p_1 : p_4$) nur sehr wenig, im ganzen zwischen $37^0\,23\frac{1}{2}'$ und $37^0\,28'$, die besten zwischen $37^0\,26\frac{1}{2}'$ und $28'$ (Mittel $37^0\,27'$). Der Winkel $m_1 : m_2$, an Spaltflächen bestimmt, wurde an drei Kristallen zu $88^0\,53'$—$58'$, im Mittel zu $88^0\,55\frac{1}{2}'$ gefunden. Letzterer Wert stimmt gut mit dem oben angeführten von Negri, nicht so gut hingegen mit dem aus dem Brögger'schen Achsenverhältnis berechneten überein; Brögger gibt aber zugleich an, diesen Winkel an mehreren Spaltungsprismen eines großen Kristalls übereinstimmend zu $88^0\,50'\,50''$ gefunden zu haben. Der brachydiagonale Winkel des zu p als Grundpyramide gehörenden vertikalen Prismas berechnet sich aber aus obigen Mittelwerten $36^0\,50\frac{1}{2}'$ und $37^0\,27'$ zu $89^0\,5\frac{3}{4}'$, also um etwa $10'$ zu groß gegenüber dem für $\{110\}$ gefundenen Werte $88^0\,55\frac{1}{2}'$. Hieraus ist zu schließen, daß die an meinen Kristallen auftretenden Flächen p in Wirklichkeit nicht die Grundform $\{111\}$ darstellen, vielmehr einer dieser Form sehr nahestehenden vizinalen Pyramide angehören. Eine Verkleinerung des Winkels $p_1 : p_2$ und eine Vergrößerung von $p_2 : p_3$ um wenige, etwa nur drei Minuten würde zur vollkommenen Übereinstimmung zwischen dem hieraus berechneten und dem beobachteten Prismenwinkel führen. Als kleinsten Wert für $p_1 : p_2$ erhielt ich einmal (an Kristall V) $36^0\,48\frac{1}{2}'$ und (an einem anderen Kristall, VI) als größten für $p_2 : p_3$ $37^0\,28'$,

[1] Wie ich nachträglich sah, wies F. Gonnard in einer jüngsten Abhandlung (Bull. soc. min. Paris 1910. 33. p. 280) schon auf diesen Flächenbau der Kristalle von Marman hin: „j'ai mesnré de nouveau, sur de petits cristaux très miroitants, les angles des trois faces (40.40.39), (111) et (11.10.11), dont la réunion constitue, sur chaque quart de la section perpendiculaire à l'axe principal, une pyramide très surbaissée."

woraus sich für den Prismenwinkel nur mehr $89^0\ 1\frac{1}{4}'$ berechnet. Dennoch glaube ich daran festhalten zu müssen, daß die in Rede stehenden Pyramidenflächen p hier nur als sehr nahe vizinale zur eigentlichen Grundpyramide zu betrachten sind[1].

x. Je zwei Flächen x_1, x_2 bezw. x_3, x_4 liegen mit den beiden an sie anstoßenden p_1, p_2 bezw. p_3, p_4 mehr oder weniger genau oder doch annähernd in einer Zone. Für $x_1 : x_2$ (oder $x_3 : x_4$) wurden Werte von $34^0\ 16'$ bis $34^0\ 47\frac{1}{2}'$ gefunden. Die zuverlässigsten Zahlen schwanken zwischen $34^0\ 17\frac{1}{4}'$ und $47\frac{1}{2}'$. Diese großen Differenzen erlauben es nicht, einfach einen Mittelwert als im allgemeinen gültig anzunehmen, denn sie sind darauf zurückzuführen, daß die Neigungen $x_1 : p_1$ und $x_2 : p_2$, ebenso $x_3 : p_3$ und $x_4 : p_4$ nicht, wie es die rhombische Symmetrie verlangt, stets einander gleich sind. So wurden z. B. folgende Winkel gefunden:

Kristall II . .	$x_1 : p_1 = 1^0\ 18\frac{1}{2}'$;	$x_2 : p_2 = 1^0\ 21'$;	$x_1 : x_2 = 34^0\ 17\frac{1}{4}'$
„ V . .	$x_1 : p_1 = 1\ \ 2\ \ ;$	$x_2 : p_2 = 1\ 10\frac{1}{2}$;	$x_1 : x_2 = 34\ 36\frac{1}{2}$
„ VI . .	$x_1 : p_1 = 0\ 50\frac{1}{4}$;	$x_2 : p_2 = 1\ 13\frac{3}{4}$;	$x_1 : x_2 = 34\ 47\frac{1}{2}$
„ X . .	$x_1 : p_1 = 1\ \ 2\frac{1}{4}$;	$x_2 : p_2 = 1\ 12\frac{3}{4}$;	$x_1 : x_2 = 34\ 36\frac{1}{2}$

Im ganzen schwanken die hier erhaltenen Werte $x : p$ zwischen $0^0\ 50\frac{1}{4}'$ und $1^0\ 28'$. Setzt man sowohl $x_1 : p_1$ als auch $x_2 : p_2$ gleich diesen beiden Werten, so würden für $x_1 : x_2$ (unter Zugrundelegung des obigen Mittelwertes für $p_1 : p_2 = 36^0\ 50\frac{1}{2}'$) folgen die Winkel $35^0\ 10'$ und $33^0\ 54\frac{1}{2}'$. Die Flächen x würden nach dem Gesagten mehr oder weniger genau solche von Makropyramiden $\bar{P}n\ \{h\,l\,h\}$ sein, deren Symbol indes von Kristall zu Kristall wechseln kann, wie es bei vizinalen Formen zu erwarten ist. Dabei schwanken andererseits die makrodiagonalen Polkantenwinkel $x_1 : x_4$ und $x_2 : x_3$ bei verschiedenen Kristallen nur innerhalb sehr enger Grenzen. Ich fand in sechs Fällen Werte von $37^0\ 49'$—$51\frac{1}{2}'$, bei den besten Messungen nur solche zwischen $37^0\ 49\frac{1}{4}'$ und $50\frac{1}{2}'$. Von mehreren Forschern sind diesen Flächen bestimmte Symbole beigelegt worden. So wird insbesondere $\{11.10.11\}\ \bar{P}\frac{11}{10}$ mehrfach angegeben, wie von Preis und Vrba[2] (Kuchelbad bei Prag); Negri[3] (Monte Baldo, $(111) : (11.10.11) = 1^0\ 27\frac{1}{2}'$, berechnet nach obigem Achsenverhältnis zu $1^0\ 34'$), Gonnard[4] (Puy de Marman, $(11.10.11) : (11 : \bar{1}0.11) = 33^0\ 43'$, berechnet aus $a : b : c = 0{,}98270 : 1 : 0{,}35201$ zu $33^0\ 32'$, $(111) : (11.10.11) = 1^0\ 37'$, be-

[1] Palla bemerkte schon: „Die Messungen, welche ich am Natrolith von Salesl ausgeführt habe, zeigen, daß die Zahl der vizinalen Pyramidenflächen an jener Spezies viel größer ist, als man vermutet, ja, daß dieselben eigentlich die wirkliche Grundpyramide fast immer verdrängen und statt derselben vorkommen."

[2] Zeitschr. f. Krist. 4. p. 628.

[3] Ebenda. 20. p. 629.

[4] Bull. soc. min. Paris 1885. 8. 123; 1892. 15. p. 221; 1910. 33. p. 279.

rechnet 1° 33′), Brögger[1] (Arö, (11.10.11):(11.$\bar{1}$0.11) aus dem von dem genannten Autor angenommenen Achsenverhältnis (s. oben) berechnet zu 33° 38½′, woraus folgt (111):(11.10.11) = 1° 34½′). Brögger und Palla[2] führen ferner, letzterer für Salesl, die vizinale Makropyramide $\{21.20.21\}P\frac{21}{20}$ an, wobei Palla das Achsenverhältnis b : a : c = 1,01820 : 1 : 0,35909, also a : b : c = 0,98212 : 1 : 0,35267 zugrunde legt. Brögger berechnet für die brachydiagonale Polkante dieser Form 35° 9′ (beobachtet 35° 10′), für (21 : 20 : 21) : (111) 0° 49¼′ (beobachtet 0° 48′); Palla erhält durch Rechnung für ersteren Winkel 35° 6′, für die makrodiagonale Polkante 37° 35′ (beobachtet 37° 48′), für (21.20.21):(111) 0° 49′. Die von mir erhaltenen Zahlen stehen nun allerdings hier und da den für {11.10.11} und {21.20.21} geforderten mehr oder weniger nahe, dennoch macht die starke Schwankung derselben, wie auch die oft ungleiche Neigung zweier sonst als zusammengehörig aufzufassender Flächen (x_1 und x_2) zum brachydiagonalen Hauptschnitt es wenigstens für meine Kristalle bedenklich, hier bestimmte Symbole anzunehmen. Damit ist natürlich nicht ausgeschlossen, daß solche Flächen in gewissen Fällen eine fast vollkommene Übereinstimmung mit einem relativ einfachen Symbol ergeben.

y. Die dritte vizinale Pyramide[3] y lieferte für die beiden Polkantenwinkel nur wenig schwankende Werte. Ich erhielt für $y_1 : y_2$ 37° 3′—14½′ (Mittel 37° 7½′), für $y_2 : y_3$ 37° 42′—49½′ (Mittel 37° 46⅔′). Hieraus berechnet sich für den Prismenwinkel 89° 2′. Geht man, wie es auch oben einmal entsprechend für p geschehen, von dem kleinsten Werte $y_1 : y_2$ und dem größten $y_2 : y_3$ aus, also von 37° 3′ und 37° 49½′ — welche an demselben Kristall VI gemessen wurden —, so erhält man für den Prismenwinkel 88° 51⅓′. Wenn auch die so berechneten Prismenwinkel den aus den Winkeln von p abgeleiteten nahe kommen — also hier für y : 89° 2′ bezw. 88° 51⅓′, für p : 89° 5¾′ bezw. 89° 1¼′ —, so dürfen sie doch damit nicht etwa gleichgesetzt werden, weil, wie Fig. 1 zeigt, die Richtung der Kanten p : y, verglichen mit den Kanten y : m, darauf hindeutet, daß bei y die Makrodiagonale etwas länger, der vordere innere Prismenwinkel also entsprechend größer ist als bei p. Ja, bei Betrachtung der einzelnen Kristalle kommt man leicht zu der Ansicht, es müsse dieser Unterschied noch größer sein, doch ist dies vielleicht auf eine, wenn auch sehr schwache Krümmung der Flächen y zurückzuführen.

Da der oben für y bei Kristall VI berechnete Prismenwinkel

[1] Zeitschr. f. Krist. 3. p. 479.

[2] Ebenda. 9. p. 386.

[3] Der Lage nach wohl dieselbe, welche Gonnard als $b\frac{39}{80} = \{40.40.39\}$ bezeichnet und für die er auch mit diesem Symbol meist gut stimmende Winkelwerte erhielt.

$88^0\,51\frac{1}{3}'$ dem wirklichen Winkel des Protoprismas $88^0\,55\frac{1}{2}'$ sehr nahe kommt, so könnte man y hier wohl als eine Protopyramide auffassen, welche ein wenig steiler wäre als die Grundform. Es ergibt sich nämlich aus $y_1 : y_2 = 37^0\,3'$ und $y_2 : y_3 = 37^0\,49\frac{1}{2}'$ das Achsenverhältnis

$$a : b : c = 0{,}980233 : 1 : 0{,}356559,$$

welches, verglichen mit dem oben angeführten nach Negri,

$$a : b : c = 0{,}981118 : 1 : 0{,}352837$$

auf das angenäherte Symbol $\{89 . 89 . 88\}\ \frac{8}{8}\frac{2}{8}$ P führt. Die Mittelwerte ($y_1 : y_2 = 37^0\,7\frac{1}{2}'$ $y_2 : y_3 = 37^0\,46\frac{2}{3}'$) führen natürlich wieder auf ein etwas abweichendes Achsenverhältnis:

$$a : b : c = 0{,}983273 : 1 : 0{,}357273,$$

demnach auch auf ein anderes, kompliziertes Symbol. Doch ist diesen Symbolen kein besonderer Wert beizumessen, sie können nur zur Orientierung über die allgemeine Lage solcher Vizinalflächen dienen. Überdies ist hier mit der Schwierigkeit zu rechnen, die Winkel der Grundform bezw. das wirkliche Achsenverhältnis für die jedesmal untersuchten Kristalle festzustellen, woher es kommt, daß für weitere Vergleiche und Ableitungen die sichere Grundlage fehlt.

An zwei von andern Stufen des gleichen Fundortes entnommenen Kristallen fand ich noch: $p_1 : p_2 = 36^0\,47'$, $48'$; $p_1 : p_4 = 37^0\,16'$, $16\frac{3}{4}'$; $x_1 : x_2 = 33^0\,51'$; $x_1 : x_4 = 37^0\,54\frac{1}{2}'$; $p_1 : x_1$ resp. $p_2 : x_2$ (am gleichen Kristall) $= 1^0\,28\frac{1}{2}'$, $27\frac{1}{2}'$; $m_1 : m_2 = 88^0\,55\frac{1}{4}'$.

b) Natürliche Ätzfiguren. Bei genauerer, eventuell mikroskopischer Betrachtung der Pyramiden- und Prismenflächen mancher Natrolithkristalle findet man, daß dieselben mit natürlichen Ätzfiguren bedeckt sind. Von vollkommenster Ausbildung sind letztere auf den Pyramidenflächen, wo sie auf Teilen p (Fig. 2) als äußere Begrenzung die Form gleichschenkliger Dreiecke zeigen, während ihre vertieften Kanten hierzu unsymmetrisch liegen. Doch sind die Eindrücke benachbarter Pyramidenflächen nach (100) und (010) symmetrisch angeordnet. Etwas abweichend gestaltet erscheinen sie auf Teilen x. Solche Ätzeindrücke, oft von

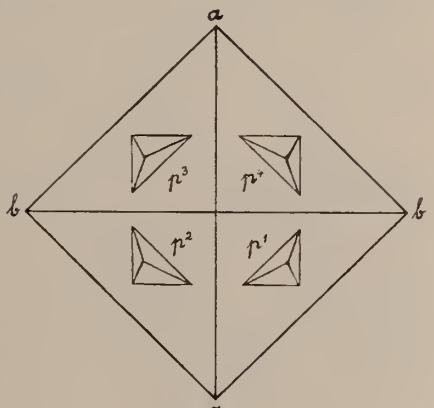


Fig. 2.

großer Schärfe, beobachtete ich an mehreren Kristallen vom Puy de Marman. Daneben bemerkt man auch schmale, glänzende Prärosionsflächen an den makrodiagonalen Polkanten der Pyramide, sowie breitere, rauhe an den Kanten $(111):(\bar{1}\bar{1}1)$ und $(1\bar{1}1):(\bar{1}11)$, falls solche ausgebildet sind. Schmale Prärosionsflächen erscheinen endlich an den Kanten $(110):(\bar{1}11)$, $(1\bar{1}0):(\bar{1}\bar{1}1)$, bezw. $(\bar{1}10):(111)$ und $(\bar{1}\bar{1}0):(1\bar{1}1)$.

Von besonderem Interesse sind die natürlichen Ätzfiguren auf den Prismenflächen. Sie sind nämlich nicht, wie es der rhombischen Holoedrie entsprechen würde, nach oben und unten symmetrisch, sondern ganz unsymmetrisch gestaltet und deuten deshalb und wegen ihrer Anordnung auf benachbarten Prismenflächen bestimmt auf Hemimorphismus nach der Vertikalachse hin. Fig. 3 zeigt solche Ätzfiguren, welche an einem Kristall vom Puy de Marman beobachtet wurden. Sie sind mikroskopisch klein, aber recht gut ausgebildet. Auf den Flächen von a $\{100\}$, in Fig. 3 mit denen von $\{110\}$ in der Ebene der Zeichnung ausgebreitet, bemerkt man nur feine und dicht gedrängte, vertikal verlaufende Streifen.

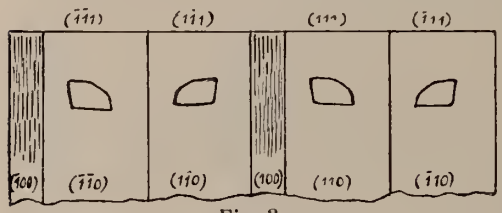


Fig. 3.

c) Künstliche Ätzfiguren. Zur Erzeugung künstlicher Ätzfiguren wurden die Kristalle während einiger Sekunden der Einwirkung sehr stark verdünnter wässeriger Flußsäure ausgesetzt. Dabei wurden sowohl auf den Pyramiden- als auch auf den Prismenflächen deutliche Eindrücke erhalten. Fig. 4 stellt einen so geätzten Kristall vom Puy de Marman, in der Richtung der Vertikalachse gesehen, dar. Neben den vierseitigen unsymmetrischen und flacheren Eindrücken, wie sie diese Figur zeigt, treten aber auch solche auf, welche sich durch Vertiefung gewisser Flächen schlauchförmig ins Innere des Kristalls fortsetzen und an ihrer Öffnung als dunkle Vierecke erscheinen (s. Fig. 4 bei α), eine bekanntlich auch sonst an Ätzfiguren häufig zu beobachtende Erscheinung. Die

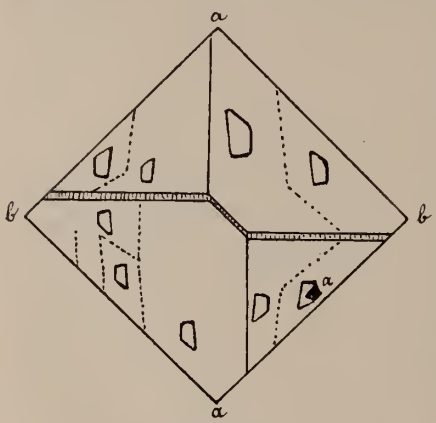


Fig. 4.

in der Figur punktierten Linien treten im durchfallenden Lichte u. d. M. scharf hervor und hängen gewiß mit der Entwicklung und Begrenzung der auch oberflächlich zu beobachtenden vizinalen Flächen zusammen. Auf den Prismenflächen erscheinen Ätzfiguren, wie sie Fig. 5 darstellt. Dieselben sind manchmal von guter, manchmal von weniger guter Ausbildung; sie beweisen, ebenso wie die natürlichen (Fig. 3), die hemimorphe Natur unseres Minerals. Ganz ähnlich gestaltete, aber natürliche Ätzfiguren beobachtete ich übrigens auch auf den Prismenflächen gewisser Kristalle vom Puy de Marman und von Bergen Hill, N. J.

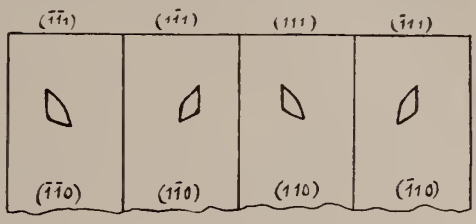


Fig. 5.

Die mit verdünnter Flußsäure auf {110} erhaltenen Eindrücke variieren — wohl infolge ungleich starker Verdünnung der angewandten Säure — bei verschiedenen Präparaten mehr oder weniger in ihrer Form. Fig. 6 zeigt einige derartige Formen in derjenigen Stellung, welche der ersten Fläche (1̄10) in Fig. 5 entspricht; stets ist ihr unsymmetrischer Bau deutlich zu erkennen. Manchmal sind die Ätzfiguren auch weniger deutlich, indem sie dicht zusammengedrängt liegen oder durch Verzerrung, Rundung oder Schlauchbildung deformiert sind. Überhaupt gehören die Natrolithkristalle zu denjenigen, welche im ganzen nur mäßig gut entwickelte künstliche Ätzfiguren liefern. Auffallend ist der Umstand, daß man auf Spaltungsflächen (110) meist nur vereinzelte und relativ wenig gut ausgebildete Ätzfiguren erhält, doch entsprechen auch diese dem Hemimorphismus nach der Vertikalachse.

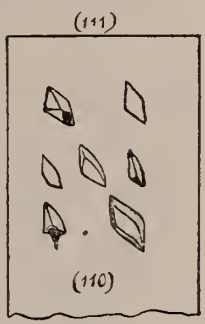


Fig. 6.

d) Zwillingsbildung. Nach Stadtländer[1] erscheinen an garbenförmigen Kristallgebilden von Natrolith (vom Stempel bei Marburg) zuweilen die Pyramiden-Polkanten an den beiden Enden gegeneinander verwendet, was auf eine Zwillingsverwachsung deute nach dem Gesetz: „Zwillingsachse die Normale auf (110), Zusammensetzungfläche die Basis“. Lacroix[2] beschreibt diese Zwillingsbildung folgendermaßen: „J'ai constaté que les cristaux du Puy de Marman et de Parentignat, malgré leur apparente homo-

[1] N. Jahrb. f. Min. etc. 1885. II. p. 113.
[2] Mineralogie de la France. 1897. 2. p. 264 ff.

généité, présentent d'une façon presque constante des macles en rapport avec leur symétrie pseudo-quadratique. Quand en effet on examine en lumière polarisée parallèle une section parallèle à p (001), on la croit homogène, mais si on lui superpose un mica quart d'onde, on constate, que la bordure de la plaque est criblée de bandes ou de petites plages irregulières, dans lesquelles le plan des axes optiques est situé sensiblement à 90° de celui du reste de la préparation. — Ces groupements s'expliquent aisément par une macle suivant m (110), avec rotation de 90° autour de l'axe vertical, qui est presque une axe pseudoquaternaire".

Wie sogleich gezeigt werden soll, verhält es sich mit dieser Zwillingsbildung in Wirklichkeit etwas anders; auch würde eine Drehung des einen Individuums gegen das andere um die c-Achse um 90° nicht genau zu einer Verbindung nach (110) führen, da der Prismenwinkel um etwa 1° von 90° abweicht.

Die bisherige Annahme, wonach der Natrolith der holoedrischen (bipyramidalen) Klasse des rhombischen Systems angehört, würde nur zu einem einzigen derartigen Zwillingsgesetze führen, nach welchem die beiden miteinander verwachsenen Kristalle nach (110) zueinander symmetrisch liegen und gleichzeitig der eine zum anderen hemitrop ist. Wenn aber, wie gezeigt wurde, der Natrolith dem Hemimorphismus nach der Vertikalachse unterliegt, so sind zwei Fälle zu unterscheiden: 1. Spiegelung nach (110) (ohne Hemitropie) und 2. Hemitropie um die Normale zu (110) (ohne Spiegelung). Die Beobachtung der Ätzfiguren, wie ich sie an mehreren mit sehr verdünnter Flußsäure behandelten Kristallen anstellen konnte, entscheidet die Frage nach der Art der Zwillingsverwachsung im letzteren Sinne. Die betreffenden Präparate zeigen sehr kleine, aber stellenweise relativ gut ausgebildete Eindrücke auf {110}, welche in zwei verwendeten Stellungen auftreten, wie es Fig. 7 darstellt. Die Ätzfiguren sind daselbst bei β gegen die bei α um die Normale zur Prismenfläche um 180° gedreht. Dabei liegen die Ätzfiguren β auf solchen Stellen, welche sich in Form schmaler oder breiterer, vertikal verlaufender Streifen über die Prismenflächen hinziehen.

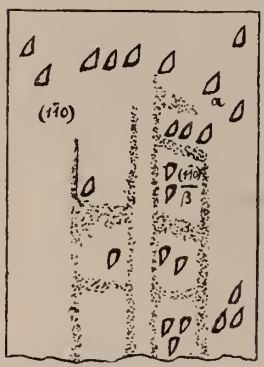


Fig. 7.

Obgleich in den beiden verbundenen Individuen die Pole der Vertikalachse entgegengesetzt liegen, sind erstere doch nicht symmetrisch nach der Basis orientiert, wie sich aus der gegenseitigen Lage der Ätzfiguren bei α und β ergibt. Soviel mir bekannt, liegt hier der erste Fall einer derartigen Zwillingsverwachsung rhombisch-hemimorpher Kri-

stalle vor, während symmetrische Verwachsungen nach der Basis z. B. am Kieselzinkerz schon beobachtet wurden.

Mit dem Hemimorphismus steht vielleicht noch die Tatsache im Zusammenhang, daß die sonst klaren Natrolithkristalle manchmal am aufgewachsenen Ende trüb, die Prismenflächen daselbst auch am wenigsten glatt erscheinen, im Gegensatz zu der Beschaffenheit am frei ausgebildeten Ende. Ein ähnlicher Unterschied macht sich auch beim Ätzen sehr bemerklich: die deutlichsten Ätzfiguren auf {110} liegen stets mehr nach dem freien Ende hin, oft dicht an den betreffenden Pyramidenflächen, während das andere Ende nur selten gute, distinkte Ätzeindrücke, vielmehr meist eine eigentümlich rauhe Beschaffenheit der Prismenflächen aufweist, wodurch der Kristall daselbst nur noch durchscheinend ist und weißliche Färbung zeigt.

Ueber das Verhalten des Cimolits vor dem Lötrohr mit Kobaltsolution.

Entgegnung an St. J. Thugutt [1].

Von **H. Stremme** in Berlin.

In seiner ersten Kritik [2] der von mir übernommenen Ansicht Groth's von der Gemengenatur der Mineralien aus der Allophangruppe fand St. J. Thugutt die Anfärbung der Allophanoide mit organischen Farbstoffen, ebenso wie ihr Verhalten vor dem Lötrohr mit Kobaltsolution, so individuell geartet, daß ihm eine Anzahl verschiedener Verbindungen zwischen Tonerde und Kieselsäure vorzuliegen schien. In meiner Entgegnung [3] hatte ich die Abhängigkeit der scheinbar so individuellen Anfärbung von Allophanoiden mit organischen Farbstoffen einerseits vom Alter dieser Mineralien bezw. dem Grade ihrer Austrocknung, andererseits von den absorbierten Basen erwiesen. Diese meine Befunde bestätigt Thugutt mit Ausnahme des an einem frischen Allophan von Untersdorf erhaltenen, der ihm nicht zur Verfügung stand. Nicht bestätigt wird dagegen von Thugutt meine Deutung des Verhaltens vor dem Lötrohr mit Kobaltsolution. Thugutt hatte bei einem Cimolit von Bilin und bei einem Razumoffskin von Kosemütz anstatt der sonst bei Allophanoiden gefundenen Reaktion auf Kobaltlösung (Thénards-Blau) deren Fehlen beobachtet. Bei dem Razumoffskin von Kosemütz konnte ich selbst sie feststellen, nicht dagegen bei dem

[1] St. J. Thugutt, Über Allophanoide. Dies. Centralbl. 1912. p. 35.

[2] St. J. Thugutt, Sind wirklich Allophan etc.? Dies. Centralbl. 1911. p. 97—103.

[3] H. Stremme, Allophan, Halloysit usw. Entgegnung an St. J. Thugutt. 1911. p. 205.

Cimolit von Bilin, während Klaproth's Cimolite von Kimolos und Milo ebenfalls die Blaufärbung gaben. Aus dem Vergleich der Analysen und den Angaben der Literatur hatte ich gezeigt, daß das abweichende Verhalten des Cimolites von Bilin auf seinen beträchtlicheren Gehalt an störenden Oxyden, namentlich Eisenoxyd, zurückzuführen sei. Thugutt teilt in seiner Entgegnung Analysen seines Razumoffskins und des von ihm untersuchten Cimolites mit. Der Razumoffskin war in Wirklichkeit ein tonerdefreier Garnierit. Rammelsberg's Cimolit von Bilin hat Thugutt durch Behandeln mit Bromoform in fünf Fraktionen zerlegt, von denen er die leichteste, eine amorphe erdige, schmutziggelb gefärbte, „Cimolit, dem noch etwas Anauxit beigemengt war", nennt, während „die allerschwerste weiße, aus doppelbrechenden, perlmutterglänzenden Körnchen und Blättchen bestehende Fraktion aus mit Cimolit noch ziemlich stark verunreinigtem Anauxit bestand".

Fraktion 1 hatte eine wesentlich andere Zusammensetzung (A) als die von Rammelsberg (B) und v. Hauer (C) analysierten Cimolite von Bilin:

	A	B	C
SiO_2	65,63	54,24	60,626
Al_2O_3	19,92	25,02	23.085
Fe_2O_3	—	5,22	4.207
FeO	2,49	—	—
CaO	Spur	0,87	1,275
MgO	Spur	0,56	0,910
H_2O	12,56	14,37	9,124
Summe . . .	100,60	100,28	99,227

Also mehr Kieselsäure, weniger Tonerde und namentlich kein Eisenoxyd, sondern beträchtlich weniger Eisen als Eisenoxydul, auch kein CaO und MgO. Obwohl die schmutziggelbe Farbe auch in Thugutt's Cimolitfraktion die Anwesenheit von Fe_2O_3 vermuten läßt, wird dennoch das Eisen als FeO angegeben und ausdrücklich bemerkt, es träte entweder als $FeCO_3$ oder als $FeSiO_3$ auf. Woher soll aber die gelbe Farbe kommen? Als Carbonat kann das Eisen nicht vorhanden sein, da Thugutt keine Kohlensäure festgestellt hat. Das Vorhandensein einer Verbindung $FeSiO_3$ hat Thugutt nicht bewiesen.

Bei der Lötrohrprobe färbte sich nach Thugutt die Anauxitfraktion mit Kobaltsolution schön blau, der starkgeglühte Cimolit blieb dagegen unverändert; „schwach erhitzt, mit Kobaltsolution benetzt und wiederum geglüht, färbte sich der Cimolit bläulichgrau, welche Färbung möglicherweise auf Rechnung des beigemengten Anauxits zu setzen ist". Während ich selbst das Ausbleiben der Reaktion bei der Biliner Augitpseudomorphose auf die Beimengung von störenden Oxyden zurückführte, bestreitet Thugutt, daß bei

Gemengen von Tonerde und Kieselsäure selbst bedeutende Beimengungen von MgO, FeO, CaO die Reaktion störten, und daß auch natürliche Gemenge von Tonerde und Eisenoxyd Thénards-Blau ergäben. Letzteres wird in auffallendem Licht unter der Lupe an eisenoxydreichen Bauxiten von Beaux Arles, vom Vogelsberg, von Wochein und an Lateriten von St. Thomas und von Ceylon festgestellt. Nicht zu erkennen war die Blaufärbung dagegen bei einem sehr feinkörnigen, tiefbraungefärbten Beauxit von Brignolles und „bei einer, wie es scheint, gibbsitfreien Probe des Laterits von Mungo".

Daraus folgert Thugutt, das Fehlen der Kobaltreaktion beim Cimolit sei nicht auf die Metalloxyde, sondern auf die Bindung von Tonerde und Kieselsäure in ihm zurückzuführen. „Lockert man diese Bindung, indem man z. B. den Cimolit mit ein wenig Soda aufschließt, so kommt sofort die intensivste Blaufärbung zum Vorschein."

Bewegt sich hier Thugutt nicht in einem Zirkel? Er sagt, Beimengungen machen bei Gemengen nichts aus, wohl aber bei Verbindungen. Sein Cimolit soll eine Verbindung sein, müßten da nicht die Beimengungen wirken?

Wenn nun auch nach Thugutt's Angaben „selbst bedeutende Beimengung von Metalloxyden für das Auskommen der Kobaltreaktion, absolut irrelevant" sind, so teilt doch Thugutt nicht mit, wie sich eine Mengung der einzelnen Bestandteile entsprechend der empirischen Zusammensetzung im Cimolit vor dem Lötrohr verhält. Ich habe diesen Versuch unternommen und bei den Gemengen die gleichen Erscheinungen wahrgenommen, die Thugutt von seinem Cimolit beschreibt.

0,0785 g Kahlbaum'sches chemisch reines Kieselsäurehydrat, enthaltend 0,0656 g SiO_2; 0,0306 g Kahlbaum'sches chemisch reines Aluminiumhydroxyd, enthaltend 0,0199 g Al_2O_3; 0,0025 g FeO, frisch bereitet durch Glühen von oxalsaurem Eisenoxydul, wurden im Achatmörser innig miteinander verrieben. Es entstand ein graues Gemenge, dessen Zusammensetzung war:

65,6 %	SiO
19,9 „	AlO
2,5 „	FeO
23,6 „	HO
111,6 %,	

also bis auf den höheren Wassergehalt genau die von Thugutt's Cimolit. Dieses Gemenge wurde zuerst ohne Befeuchtung mit Kobaltsolution vor dem Lötrohr geglüht, wobei in der Oxydationsflamme ein rötlicher Farbenton auftrat, der in der Reduktionsflamme wieder verschwand; sodann wurde das Gemenge mit der Kobaltlösung befeuchtet und abermals geglüht. Bei schwachem

Glühen erhielt ich eine bläulichgraue, zusammengesinterte Masse, bei starkem Glühen eine schwarze glänzende Schlacke. Die gleichen Erscheinungen traten ein, wenn ich das Gemenge gleich mit Kobaltlösung befeuchtete und erst dann glühte, oder wenn ich statt des Eisenoxyduls die entsprechende Menge Eisenoxyd nahm. Als ich die bläulichgraue Masse mit etwas Soda aufschloß, erhielt ich wie Thugutt eine intensiv blaugefärbte Schmelze. Die gleiche Farbe erhielt ich jedoch auch, als ich das reine, tonerdefreie Kieselsäurehydrat nach dem erfolglosen Glühen mit Kobaltsolution mit etwas Soda aufschloß. Das Verhalten bei Gegenwart von Soda hat also nichts mehr mit der Reaktion auf Tonerde zu tun.

Wenn ich etwas mehr Eisenoxyd nahm, z. B. im Verhältnis der Zusammensetzung von Rammelsberg's Cimolit, so erhielt ich ebenfalls keine Blaufärbung, sondern graue Sinterungen oder schwarzglänzende Schlacken. Angesichts dieser Befunde will es nichts besagen, daß Thugutt in seiner Entgegnung keinen Bezug auf meine Prüfung der Cimolite Klaproth's nimmt. Der typische Cimolit von Kimolos gab die Blaufärbung. Wenn nun ein Biliner Cimolit keine Blaufärbung erkennen läßt und nach Thugutt's irriger Ansicht nicht die Anwesenheit von Metalloxyden diese Abweichung verursacht haben soll, so wäre — vorausgesetzt daß Thugutt recht behalten hätte — hieraus zu schließen, daß Thugutt's Cimolit kein Cimolit sein könnte. Wie man also auch Thugutt's Befunde betrachten mag, sein Schluß, daß er den Cimolit aus der Reihe der Allophanoide streichen müsse, ist ein Trugschluß.

In diesem Zusammenhang interessierte mich auch das Verhalten von anderen Cimoliten. Nach Knop[1] sind Augitkristalle des Limburgites der Limburg unter der Einwirkung postvulkanischer Dämpfe ebenfalls in Cimolit verwandelt. Dessen Zusammensetzung ist:

SiO_2	51,37
TiO_2	9,61
Al_2O_3	12,70
Fe_2O_3	12,50
CaO	0,00
MgO	3,09
K_2O	0,51
Na_2O	0,90
H_2O	9,21
Summe . . .	99,89.

M. Henglein-Karlsruhe war so liebenswürdig, das Verhalten von Knop's Originalmaterial mit Kobaltsolution zu untersuchen. Auch

[1] A. Knop, Der Kaiserstuhl im Breisgau. 1892. p. 76.

hier war nicht Blaufärbung, sondern schwarze Schlackenbildung zu beobachten. Nach Henglein's Ansicht ist das Fehlen der Blaufärbung auf die hohen Mengen störender Substanzen in diesem Cimolit zurückzuführen. Meine Prüfung mit einem Gemenge von Si_2O, Al_2O_3 und Fe_2O_3 in entsprechenden Mengen bestätigte diese Ansicht. Auf Titansäure hatte übrigens Thugutt bei seinem Cimolit nicht geprüft. Nach einer freundlichen Untersuchung von O. Hänxel-Berlin enthielt eine Biliner Pseudomorphose 1,2 % TiO_2.

Wenn so Thugutt's Versuche mit dem Cimolit als wenig einwandfrei nachgewiesen werden konnten, so vermag ich auch seinen übrigen Einwendungen gegen die Zusammengehörigkeit der von mir zusammengestellten Allophanoide nicht beizustimmen. Nicht weil die Allophanoide Kieselsäure und Tonerde an Wasser abgeben, wie Thugutt mich fälschlich sagen läßt, können in ihnen Säure und Base nur absorbiert und nicht chemisch gebunden sein, sondern weil es möglich ist, aus ihnen die Alkalien mit Wasser auszuwaschen. Aus kristallisiertem Nephelin, Sodalith usw. ist dies nicht möglich. Diese Mineralien geben nur geringe Mengen Alkali an Wasser ab. Daß ich die Möglichkeit der Existenz freier Tonerdekieselsäuren verneine, ist ein Irrtum Thugutt's. Ich habe mich selbst bemüht, den Kaolin als eine freie Tonerdekieselsäure zu erweisen[1]. Aber hier haben wir den Beweis der Bindung zwischen Tonerde und Kieselsäure in seiner Schwerzersetzlichkeit durch Säuren.

Daß auch Allophanoide durch Säuren schwer zersetzt würden, wie Thugutt sagt, ist quantitativ in keinem Falle nachgewiesen. Thugutt gibt speziell den Steargillit an, der nach Dana's Angabe „von Säuren überhaupt nicht angegriffen" würde. Dana sagt jedoch lediglich „insoluble in acids". Auf die Löslichkeit in Säuren kommt es bei den Mineralien, die gegenüber den Kunstprodukten ihre geologischen Schicksale haben, nicht an, sondern auf die Aufschließbarkeit. Nach seinem hohen Wassergehalt (27 % und mehr, davon der größte Teil bei 100° flüchtig) zu urteilen, wird Steargillit von Salzsäure aufgeschlossen. Aber mit dem Augenschein darf man sich bei einer solchen Untersuchung nicht begnügen, wie dies Thugutt[1] bei seiner Darstellung angeblich salzsäureunlöslichen Kaolins aus salzsäurelöslichem, künstlichem, nur z. T. kristallisiertem Kalinephelin mit Hilfe von Carbolsäure tat. Seit der Veröffentlichung meiner von Thugutt angegriffenen Arbeit im Jahre 1908 habe ich selbst in Gemeinschaft mit van der Leeden und Aarnio und namentlich auch van der Leeden allein 1910 und 1911 wiederholte quantitative Löslichkeitsbestimmungen von Allophanoiden veröffentlicht und auf die merkwürdigen Veränderungen der Löslichkeit mit dem Altern und Austrocknen

[1] H. Stremme. Die Chemie des Kaolins. Fortschritte der Mineralogie. 1912.

dieser Gele hingewiesen. Von diesen Mitteilungen hat jedoch Thugutt in seiner Kritik keine Notiz genommen.

Was die angeblich stärkeren Schwankungen der Naturkörper in bezug auf Härte, spez. Gew. und Verhalten unter dem Mikroskop gegenüber den Kunstprodukten angeht, so ist ein solches angesichts der außerordentlichen Variation ihrer Zusammensetzung, ihrer vielfach abweichenden Entstehung und ihres oft eigenartigen Vorkommens gewiß zu erwarten. Während ich jedoch über 50 dieser Körper in meiner Tabelle angegeben hatte, nennt Thugutt nur 9 in der einen oder anderen Hinsicht abweichende, von denen ich einen, den Termierit, nicht mit aufgeführt hatte. Im einzelnen ist oft leicht die Ursache der Abweichung zu finden. So wird von Kollyrit die Härte 1 (bei Dana 1—2) angegeben, gegen 2,5—3 bei künstlichen Stoffen. Von letzteren habe ich glatte, ausgetrocknete, horn- oder glasartige Stücke von ca. $\frac{1}{2}$ cm Größe untersucht. Der Kollyrit mit der Härte 1 ist dagegen tonig, feinerdig. Ein Kunstprodukt von ähnlicher Beschaffenheit hat die gleiche Härte. Von Samoit wird eine besonders große Härte und der Mangel an Plastizität angegeben. Dana schildert dieses Mineral als stalaktitisch, mit Lamellarstruktur. Dies ist eine Form, die man im Laboratorium kaum herstellen kann. Auch Opal und Hyalith wären nach Cornu und anderen Autoren Gele, ohne plastisch zu sein und die geringe Härte des Kieselsäuregels zu besitzen. Gele sind übrigens auch nicht stets plastisch.

Thugutt wiederholt die Ansicht, es könnten in den Allophanoiden Alumokieselsäuren vorhanden sein. Demgegenüber ist festzustellen, daß ein Vorkommen durch Salzsäure leicht zersetzbarer Alumokieselsäuren bisher nicht bewiesen ist. Diese leichte Zersetzbarkeit läßt eher den Mangel einer Bindung zwischen Tonerde und Kieselsäure vermuten, auch bei kristallisierten Mineralien, für die Doelter's[1] Annahme von festen Lösungen wahrscheinlicher ist. Ungeachtet der großen Verschiedenheit in der Zersetzbarkeit schreibt Thugutt Nephelin, Anorthit, Glimmer, Kaolin, Sanidin, Natrolith die gleiche Alumokieselsäure zu.

Berlin, 17. März 1913.

Besprechungen.

F. Rinne: Elementare Anleitung zu kristallographisch-optischen Untersuchungen vornehmlich mit Hilfe des Polarisationsmikroskops. 2. Aufl. Leipzig bei Max Jänecke. 1912. 161 p. Mit 4 Taf. und 36 Textfig. (Vergl. dies. Centralbl. 1901. p. 19.)

[1] C. Doelter, Handbuch der Mineralchemie. 2. p. 35.

Wir haben hier die zweite Auflage des 1900 erschienenen und längst vergriffenen Buches desselben Verfassers: Das Mikroskop im chemischen Laboratorium, vor uns, auf mehr als die doppelte Zahl von allerdings erheblich kleineren, das Format handlicher machende Seiten ausgedehnt und mit zahlreicheren Abbildungen ausgestattet. Eine nicht unerhebliche Erweiterung hat die geometrische Kristallographie als Grundlage für die kristallographisch-optischen Untersuchungen erfahren und es wurde dabei, sowie für die Darstellung auch der letzteren die stereographische Projektion in größerem Umfang herangezogen. Auch die Übersicht über die optischen Verhältnisse wurde erweitert und die Instrumente, Mikroskop mit Nebenapparaten eingehender beschrieben und durch zahlreichere Abbildungen erläutert, auch eine kurze Anweisung zu metallograpischen Untersuchungen hinzugefügt. Bei der Auswahl der Methoden wurden die für Anfänger am meisten zu empfehlenden besonders bevorzugt und den älteren mehrere neue Untersuchungsarten beigefügt (Abkühlungsmethode, Becke'sche Linie und Einbettung von Schröder van der Kolk, Totalreflektometer, Längen- und Dickenmessung, Ultramikroskop, Herstellung der Präparate und Schleifapparat von Wülfing etc.). Der gegen früher etwas abweichend eingeteilte Inhalt ist in die folgenden Hauptabschnitte zerlegt: I. Geometrische Kristallographie als Grundlage für kristallographisch-optische Untersuchungen. II. Bemerkungen über das kristallographische Mikroskop. III. Hilfsapparate zum Mikroskop. IV. Präparate. V. Gebrauch des Mikroskops. VI. Längen- und Dickenmessung. VII. Winkelmessung. VIII. Beziehungen zwischen geometrischer und optischer Symmetrie der Kristalle. IX. Methoden der optischen Untersuchung von Kristallen, und zwar Untersuchungen im parallelen polarisierten Licht und im konvergenten polarisierten Licht. Den Schluß machen Übungsbeispiele für optische Untersuchungen und ein Sachregister. In seinem neuen Gewande steht Rinne's Buch ganz auf dem neuesten Standpunkt, den er dem Anfänger in klarer, leicht verständlicher Weise vermittelt. Es ist also zu erwarten und zu hoffen, daß die neue Auflage sich bald derselben Beliebtheit zu erfreuen haben wird, wie seinerzeit die alte. **Max Bauer.**

O. Dreher: Das Färben des Achats. Idar bei E. Keßler. 1913. 20 p.

Verf. stellt die bisher bekannt gewordenen Methoden der Achatfärbung kurz zusammen und gibt so einen interessanten Einblick in dieses für die Schleifereien in Idar so wichtige Verfahren.

Max Bauer.

J. Volney Lewis: Determinative Mineralogy with Tables for the Determination of Minerals by Means of their Chemical and Physical Characters. New York bei John Wiley and Sons, 1913. VI + 151 p. Mit 68 Figuren im Text.

Dieses Buch ist zum Bestimmen der Mineralien hauptsächlich mittels der Lötrohrreaktionen sehr gut geeignet, und da ein reiches Material mittels mehreren Tabellen in knapper Form gegeben ist, wird dasselbe sehr wahrscheinlich viel von Studenten der Mineralogie und Geologie und des Bergbaus benutzt werden.

Zuerst werden die gewöhnlich angewandten Apparate, Reagentien, Lötrohroperationen und chemische Reaktionen beschrieben. Dann folgt ein kurzer Abschnitt von sechs Seiten über Krystallformen. Beschreibende und technische Ausdrücke und Nomenklaturen werden dann erläutert. Die Tabellen zum Bestimmen der Mineralien sind auf den wohlbekannten und vielfach in Amerika benutzten Tabellen von Brush und Penfield basiert, jedoch viel vereinfacht, und können zum Bestimmen von 380 Mineralien gebraucht werden, deren Wichtigkeit bequem durch Verschiedenheiten in der Größe des Druckes angedeutet ist. Außer den charakteristischen Lötrohr- und chemischen Reaktionen werden auch Zusammensetzung, Farbe, Glanz, Härte, Dichte, Schmelzbarkeit, Krystallisation, Blätterbruch und Bruch in den Tabellen angeführt. Um das Nachschlagen von eingehenden Beschreibungen der verschiedenen Mineralien zu erleichtern werden unter den Mineralnamen Seitenangaben zu dem Textbook of Mineralogy von E. S. Dana und zu der sechsten Auflage des Dana'schen System of Mineralogy gegeben.

Das Material ist gut angeordnet, auch der Druck ist gut. Zweifelsohne werden diese neuen Tabellen viele Freunde finden.

E. H. Kraus.

Berichtigung.

Auf p. 194 dies. Centralbl. 1913. Heft 7, Bauxit oder Sporogelit? von C. Doelter und E. Dittler soll statt $Al_2O_3 \times H_2O$ $Al_2O_3 \times H_2O$ gelesen werden.

Personalia.

Ernannt: Der etatsmäßige a. o. Professor der Mineralogie, Geologie und Paläontologie Dr. **Wilhelm Salomon** in Heidelberg zum Ordinarius daselbst.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Bemerkung über die Theorie von J. Johnston bezüglich des Verhaltens fester Stoffe unter ungleichförmigem Druck.

Von **H. E. Boeke** in Halle a. S.

Vor kurzem hat J. Johnston [1], z. T. gemeinsam mit L. H. Adams, eine sehr bemerkenswerte Theorie über das Verhalten fester Stoffe unter ungleichförmigem Druck mitgeteilt, die geeignet ist, auch auf den Prozeß der Gesteinsmetamorphose durch Druck weitgehende Anwendung zu finden. Einige kurze Bemerkungen über diese Theorie mögen hier Platz finden.

Unter ungleichförmigem Druck in dem engeren, uns hier interessierenden Sinne versteht man einen nur auf der festen Phase und nicht oder in geringerem Maße auf der damit im Gleichgewicht stehenden Flüssigkeit lastenden Druck. Es ist schon lange bekannt, daß ein solcher Druck einen viel größeren Einfluß auf die Schmelztemperatur ausübt als ein gleichförmiger, d. h. auf beiden Phasen gleichmäßig lastender („hydrostatischer") Druck von derselben Größe. Außerdem ist es von besonderem Interesse, daß der ungleichförmige Druck immer eine Erniedrigung des Schmelzpunkts hervorruft, während der gleichförmige Druck im allgemeinen eine Erhöhung, nur in einigen Ausnahmefällen eine schwache Erniedrigung des Schmelzpunkts verursacht.

Die Schmelzpunktsänderung in den beiden Fällen eines gleichförmigen (I) und ungleichförmigen (II) Drucks läßt sich thermodynamisch ableiten. Die Formeln weisen große Ähnlichkeit auf:

$$\frac{dt}{dp} = \frac{T(V_{fl} - V_{fest})}{Q} \text{ (I) und } \frac{-dt}{dp} = \frac{T\,V_{fest}}{Q} \text{ (II)},$$

T = absolute Schmelztemperatur,

V_{fl}, V_{fest} = spezifisches Volum der flüssigen und festen Phase,

Q = Schmelzwärme.

Die Schmelzpunktsänderung bei ungleichförmigem zu der bei gleichförmigem Druck verhält sich mithin wie das Volum der festen Phase zur Volumdifferenz fest—flüssig, was die Wirksamkeit des ungleichförmigen Drucks klar erkennen läßt.

[1] J. Johnston, Eine Beziehung der elastischen Eigenschaften der Metalle zu einigen ihrer physikalischen Konstanten. Zeitschr. f. anorg. Chem. 1912. **76**. p. 361—379 (unten als A bezeichnet). — J. Johnston und L. H. Adams, Über den Einfluß hoher Drucke auf das physikalische und chemische Verhalten fester Stoffe. Ibid. 1913. **80**. p. 281—334 (B).

Die beiden obigen Differentialgleichungen können als streng gültig bezeichnet werden, sie erhalten jedoch erst eine ausgedehnte Anwendungsfähigkeit, wenn die Integration ausgeführt und damit eine Formel für ein endliches Temperaturintervall erlangt wird. Die Integration wurde von Johnston unter gewissen einfachen Annahmen bezüglich der Änderung der Schmelzwärme und des spezifischen Volums mit Temperatur und Druck durchgeführt. So konnte der ungleichförmige, nur auf der festen Phase lastende Druck berechnet werden, der nötig ist, um den Schmelzpunkt hochschmelzender Stoffe auf Zimmertemperatur herabzusetzen. Die Rechnungen wurden für 27^0 ($= 300^0$ absolut) gemacht. Diese Drucke sind auffällig gering und betragen für Körper mit einem Schmelzpunkt von etwa 1000^0 (unter gewöhnlichen Umständen) nur etwa 20000 Atm., also einen Druck, der mit einer Laboratoriumspresse unschwer erreicht werden kann.

Die Theorie von Johnston und Adams geht nun dahin, daß jede dauernde Deformation kristalliner Stoffe — z. B. das Fließen von Metallen durch eine Öffnung oder die Deformation von Gesteinen durch ungleichförmigen Druck — dadurch verursacht wird, daß der Stoff schmilzt, wo der Druck eine hinreichende Größe erlangt, in die Zwischenräume fließt, wo der Druck geringer ist und sich dort wieder verfestigt (vergl. A, p. 371 unten). Dieses Umschmelzen betrifft jedesmal nur einen kleinen Bruchteil der gesamten kristallinen Masse gleichzeitig. Man sieht, daß hier also eine starke Ausdehnung des Regelationsbegriffs vorliegt (Übergang von Schnee in Gletschereis durch intermediäres Schmelzen).

Wie gesagt, beruht diese Theorie auf völlig sicherer thermodynamischer Grundlage und ist nur die Integrierung anfechtbar, jedoch auch mehr in quantitativer als in qualitativer Hinsicht. Es gilt daher die Anwendbarkeit der Theorie zu prüfen. Da ergibt sich dann als erste Vorbedingung das Vorhandensein von Hohlräumen im kristallinen Stoffe. Bei Körpern von normalem spezifischem Gewichte sind solche Hohlräume eigentlich nicht anzunehmen. Um über diese Schwierigkeit hinwegzukommen, ziehen die Verf. (B, p. 329—330) eine Molekularvorstellung heran und scheinen sich die notwendigen Hohlräume als zwischen den Molekülen des Kristalls bestehend zu denken, — womit dann allerdings der Begriff des Schmelzens seine Bedeutung verliert und das Problem gewissermaßen außer Diskussion gestellt wird.

Wir wollen daher annehmen, daß für die Wirkung des ungleichförmigen Drucks Zwischenräume von nicht molekularen Dimensionen vorliegen, wie sie im Gestein entweder primär vorhanden sind oder bei der natürlichen oder künstlichen Kataklase (Zertrümmerung) geschaffen werden.

Derartige Wirkungen ungleichförmigen Drucks mit oder ohne Kataklase sind bei Mineralen und Gesteinen wiederholt experimentell untersucht, in letzter Zeit besonders von F. Rinne und F. D. Adams. Hier ist also eine konkrete Prüfung der Theorie von Johnston-Adams möglich. Viele der durch Druck dauernd deformierten Versuchskörper können ohne Zerfall umkristallisiert werden (sie schmelzen „kongruent"), wie etwa Steinsalz, Kalkspat, Quarz, Flußspat; in diesen Fällen könnte sich also das intermediäre Schmelzen jeder nachträglichen Feststellung entziehen. Bei anderen dagegen, wie Carnallit und Granat, kann man als ziemlich sicher annehmen, daß sie auch unter den Bedingungen des ungleichförmigen Drucks und der niederen Temperatur inkongruent, d. h. unter Mineralneubildung, schmelzen. Der Nachweis einer derartigen Mineralneubildung in den deformierten Körpern wäre ein konkreter Beweis für die Richtigkeit der besprochenen Theorie.

Carnallit kann bekanntlich nur unter Bildung von festem Chlorkalium in Wasser gelöst werden, solange noch fester Carnallit vorhanden ist. Im eigenen Kristallwasser schmilzt der Carnallit bei 167,5° ebenfalls unter Abscheidung von Chlorkalium[1]. Man kann wohl als sicher voraussetzen, daß auch bei gewöhnlicher Temperatur eine Schmelzung im Kristallwasser nur unter Sylvinbildung möglich ist. Bei den Druckversuchen von F. Rinne[2] ist jedoch der deformierte Carnallit einheitlich geblieben, wenn auch von feinen Rissen und Sprungsystemen durchsetzt, unter Neuauftreten von Zwillingslamellen. Wäre die Deformation infolge von intermediärem Schmelzen vor sich gegangen, so dürfte man Spuren der Sylvinbildung erwarten.

Granat liefert nach alter Erfahrung beim Umkristallisieren eine Anzahl anderer Minerale, je nach der Zusammensetzung des Ausgangsmaterials, und niemals wiederum Granat. Man kann als wahrscheinlich annehmen, daß auch die Umschmelzung des Granats bei gewöhnlicher Temperatur infolge des ungleichförmigen Drucks inkongruent geschehen würde. F. D. Adams[3] fand jedoch in dem durch künstliche Kataklase deformierten Granat nur den Ausgangsstoff, keine Mineralneubildungen. Auch in diesem Falle ist mithin

[1] J. H. van't Hoff und W. Meyerhoffer, Zeitschr. f. Physik. Chemie. 1899. 30. p. 64. „Der trockne Carnallit schmilzt bei der Temperatur von 167,5°, indem der größte Teil des KCl am Boden zurückbleibt, während das ganze $MgCl_2$ mit dem Wasser in Lösung geht."

[2] F. Rinne, Über die Umformung von Carnallit unter allseitigem Druck im Vergleich mit Steinsalz, Sylvin und Kalkspat. von Koenen-Festschrift, Stuttgart 1907. p. 369—376.

[3] F. D. Adams, An experimental Investigation into the Action of differential Pressure on certain Minerals and Rocks, employing the Process suggested by Professor Kick. Journ. of Geology. 1910. 18. p. 489—525, insbesondere p. 510.

die Erscheinung, die als Beweis der Schmelztheorie gelten würde, nicht eingetreten.

Andererseits bildet die auffallende Tatsache, daß die Dichte von Metallen durch die Deformation im allgemeinen geringer wird[1], eine gewisse Stütze der Schmelztheorie, wenn man mit Johnston und L. H. Adams (B, p. 331) annimmt, daß ein Teil des durch den ungleichförmigen Druck geschmolzenen Metalls unterkühlt flüssig bleibt. Allerdings ist diese Annahme mit unseren Erfahrungen über die Instabilität unterkühlter Metallschmelzen in Berührung mit der kristallinen Phase in direktem Widerspruch.

Zum Schluß möchte ich besonders betonen, daß die obigen Zeilen nicht als eine absprechende Kritik, sondern als eine Anregung bei der weiteren Erforschung des Gegenstandes von dem neugewonnenen Gesichtspunkte aus, den wir J. Johnston verdanken, zu betrachten seien.

Mineralogisches Institut der Universität Halle a. S.

Zu Herrn Joh. Koenigsberger's geologischen Mitteilungen über Norwegen.

Von **V. M. Goldschmidt, J. Rekstad, Th. Vogt.**

Herr Joh. Koenigsberger, der im Jahre 1910 einige Wochen in Norwegen reiste, hat seitdem in mehreren Abhandlungen Beobachtungen und Hypothesen über norwegische Geologie veröffentlicht. Da seine Angaben eine Anzahl von Irrtümern enthalten, sind wir zu einer Widerlegung genötigt, damit nicht unser Schweigen als Zustimmung gedeutet wird und seine Angaben in die Literatur übernommen werden. Die folgende Zusammenstellung dürfte genügen, um unser Urteil zu begründen; sie macht noch keinen Anspruch auf Vollständigkeit, da einige von Herrn Koenigsberger's Angaben erst diesen Sommer nachgeprüft werden sollen.

I.

Comptes rendus du XI. Congrès géologique international. Stockholm 1910. p. 639. „Die kristallinen Schiefer der zentralschweizerischen Massive und Versuch einer Einteilung der kristallinen Schiefer."

Herr Koenigsberger führt in diesem Vortrag als Beispiele

---

[1] J. Johnston und L. H. Adams, Die Dichte fester Stoffe, mit besonderer Berücksichtigung der durch hohe Drucke hervorgerufenen dauernden Änderungen. Zeitschr. f. anorg. Chem. 1912. 76. p. 274—302. Hier auch die weitere Literatur.

auch Kontakterscheinungen aus dem Kristianiagebiet[1] an und betont die wechselnde Mächtigkeit der Kontaktzonen. So soll auf dem Berge Hörtekollen die Kontaktmetamorphose stellenweise auf eine Zone von 5—10 m Mächtigkeit beschränkt sein. Diese Angabe ist unverständlich für jeden, der die Kontaktzone von Hörtekollen näher untersucht hat und die große und gleichmäßige Mächtigkeit derselben kennt. Die einzige mögliche Erklärung wäre, daß Herr Koenigsberger feinkörnige Hornfelse für unveränderte Gesteine gehalten hat.

Weiter schreibt Herr Koenigsberger: „Die Temperatur des intrudierten Magmas scheint nicht sehr hoch gewesen zu sein", und zitiert als Stütze dieser Behauptung V. M. Goldschmidt „Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet". Dieses Zitat erscheint wenig angebracht, denn in der zitierten Arbeit wird als Minimaltemperatur des intrudierten Magmas etwa 1000° angenommen, nirgends findet sich hier ein Ausspruch zugunsten einer niedrigen Intrusionstemperatur.

Herrn Koenigsberger's Ausführungen p. 657 über den Zusammenhang zwischen der Pneumatolyse und dem Auftreten ungeschieferter Kontaktgesteine finden keine Stütze in den Verhältnissen im Kristianiagebiet. Wo Streßwirkungen fehlen, sind die Kontaktgesteine ungeschiefert, ohne daß irgend ein Zusammenhang mit pneumatolytischen Erscheinungen vorhanden ist. Fanden sich dagegen Streßwirkungen während der Kontaktmetamorphose, wie am Langesundsfjord, so sind auch echte pneumatolytische Kontaktgesteine geschiefert worden.

Auch Herrn Koenigsberger's Angaben über die metamorphen Ergußgesteine am Langesundsfjord (p. 660) entsprechen nicht den tatsächlichen Verhältnissen[2].

II.

Paragenesis der natürlichen Kieselsäuremineralien, in C. Doelter's Mineralchemie. 2. p. 27. (1912.)

Auch in dieser Abhandlung werden einige norwegische Vorkommen beschrieben, welche Herr Koenigsberger aus eigener Anschauung kennen will. Auf p. 32 werden die Drusenmineralien des Nordmarkits am Tonsenplads bei Kristiania aufgezählt, unter Weglassung von Flußspat (einem der allerhäufigsten Mineralien),

[1] Es mag noch darauf hingewiesen werden, daß Herrn Koenigsberger's Beobachtungen im Kristianiagebiet erst nach Schluß des Geologenkongresses stattfanden, aber in einem Vortrag veröffentlicht wurden, der während des Kongresses gehalten sein soll. Wenn Herr Koenigsberger die hier zitierten Behauptungen während des Kongresses vorgebracht hätte, so wäre ihm schon damals widersprochen worden.

[2] Man vergleiche W. C. Brögger, Zeitschr. f. Kristallogr. **16**. 1890. p. 101—120.

Zinkblende, Molybdänglanz, Kupferkies, Eisenglanz, Magnetit, Epidot, Meroxen[1].

Gänzlich unverständlich ist uns nach dem heute vorliegenden Material der folgende Satz über die südnorwegischen Granitpegmatitgänge (p. 31): „Es ist dort nicht immer leicht, den Zusammenhang zwischen Pegmatiten und Nebengestein zu verstehen; das hängt auch sehr von der Ansicht über die Entstehung mancher Gneise des „Urfjelds" in Norwegen ab."

Auf p. 34 findet man: „Wohl gänzlich fehlen Drusenmineralien und Pegmatite bei Essexit." Verf. scheint das Vorkommen von Essexitpegmatiten im Kristianiagebiet (Hadeland) nicht zu kennen.

III.

„Über Gneisbildung und Aufschmelzungszonen der Erdkruste in Europa". Geologische Rundschau. 3. p. 297. (1912.)

Hier bringt Herr Koenigsberger eine neue und eigenartige Deutung der kaledonischen Tiefengesteine im westlichen und nördlichen Norwegen, indem er sie auf eine „Aufschmelzungszone der Erdkruste" zurückführt. Falls dieser Ausdruck bedeuten soll, die Eruptive seien durch Aufschmelzung der überlagernden Gesteinsmassen emporgestiegen, so dürfte ihm die tatsächliche Begründung sehr schwer fallen. Wir kennen jetzt die kaledonischen Tiefengesteine Norwegens durch zahlreiche eingehende Untersuchungen, welche sich zusammenhängend von Südwestnorwegen bis zu den Lofot-Inseln erstrecken und jedes Jahr weiter ausgedehnt werden. Nirgends ergibt sich eine regionale Aufschmelzung präkaledonischer Gesteine. Dagegen zeigt sich das Auftreten der kaledonischen Tiefengesteine eng an die Tektonik gebunden, indem die Eruptive in den Synklinalen der großen Urgebirgstafel auftreten, durch deren Herabfaltung sie wahrscheinlich hinaufgepreßt worden sind.

IV.

„Über einen anorthositischen Gneis am Eidsfjord". Dies. Centralbl. 1912. p. 577, sowie Nachtrag, dies. Centralbl. 1913. p. 25.

In der ersten Mitteilung wird ein anorthositischer Gneis vom Eidfjord, Hardanger, beschrieben. Später teilt der Verf. in einem „Nachtrag" mit, eine Schliffverwechslung habe stattgefunden, dieser Gneis stamme nicht von Hardanger, sondern vom Harjangenfjord bei Narvik, einem von Hardanger über 1000 km entfernten Fundort. Die Adern des Gesteins bestehen nach Herrn Koenigsberger aus

[1] In der von Herrn Koenigsberger selbst zitierten Literatur wird das Verzeichnis dieser Drusenmineralien vollständig gebracht. Für die Weglassung so vieler Mineralien, darunter mehreren der häufigsten, wie Flußspat, Molybdänglanz, Eisenglanz, Glimmer, Epidot, führt der Verf. keinen Grund an.

Andesin, Biotit und Muscovit, sie sollen angeblich der salischen Fazies des von C. F. Kolderup Mangerit genannten Gesteins entsprechen. Demgegenüber ist zu bemerken, daß Mangerit bekanntlich als einen Hauptgemengteil Mikroperthit enthält, daneben Pyroxene (ersetzbar durch Amphibol oder Biotit) und Oligoklas, sowie in kleinen Mengen Quarz, Apatit, Erze und Zirkon. Die Bezeichnung des Gesteins als salischer Mangerit ist somit unverständlich.

Es sei noch bemerkt, daß kaledonische Injektionsgneise aus dem nördlichen Norwegen nichts Neues sind. Wir können z. B. auf die Publikationen in den letzten Jahrgängen von „Norges geologiske Undersökelses Aarbok" und „Skrifter" verweisen.

V.

„Dynamometamorphismus an der Basis der Hardangerdecke" [1]. Monatsberichte der deutsch. geol. Gesellsch. Dezember 1912. p. 610.

Hier wird auf p. 613 die geologische Folge der Formationen von Finse aufgezählt (nach J. Rekstad). Dabei wird der Granit als älter als die Telemarkformation bezeichnet, von ihr angeblich durch eine Abrasionsfläche getrennt. Eine derartige Angabe findet sich weder bei Rekstad noch bei irgend einem andern norwegischen Geologen. Im Gegenteil wird überall, wo dieses Altersverhältnis in der norwegischen Literatur besprochen wird, darauf hingewiesen, daß der Granit von Finse die Telemarkformation mit zahlreichen Gängen durchdringt und Schollen derselben umschließt. Die Angabe von Herrn Koenigsberger über das umgekehrte Altersverhältnis ist somit ganz aus der Luft gegriffen und wird auch mit keinem Worte begründet [2].

Die weitere Folge der cambro-silurischen Formationen ist zwar ganz richtig nach Rekstad wiedergegeben, Herr Koenigsberger bedenkt jedoch nicht, daß diese Schichtenfolge nur für den südlichen und östlichen Teil von Hardangervidden gilt, nicht aber für die Gegend um Finse. Hätte er die Literatur aufmerksam gelesen, so würde er nicht für Finse einen 30—60 m mächtigen Blauquarz anführen; hier ist der Blauquarz teils auf ganz geringe Mächtigkeit reduziert, teils (häufiger) fehlt er ganz. Ist es denn Herrn Koenigsberger selbst nicht in der Natur aufgefallen, daß der Blauquarz bei Finse fehlt, statt 30—60 m mächtig zu sein?

Auf p. 614 wird behauptet, die postarchäische Abrasionsfläche sei keine Peneplain gewesen. Diese Behauptung, welche

[1] Um künftigen Irrtümern in der Literatur vorzubeugen, sei beiläufig erwähnt, daß hier einige norwegische Ortsnamen, wohl durch Druckfehler, verstümmelt sind. Statt Hansedalsfjelden soll es heißen Hemsedalsfjeldene, statt Lugnut wohl Lurenut.

[2] Merkwürdigerweise wird aber auf p. 612 derselben Abhandlung von einer postalgonkischen und präcambrischen Kontaktmetamorphose gesprochen; ist damit derselbe Granit gemeint wie auf p. 613?

ebenfalls ohne Begründung vorgelegt wird, hat nicht die geringste Stütze in tatsächlichen Verhältnissen. Es genügt, auf die von Herrn Koenigsberger selbst zitierte Literatur hinzuweisen, wo zahlreiche Abbildungen und Höhenmessungen der Urgebirgsoberfläche mitgeteilt sind.

Ferner behauptet der Verf. das Auftreten silurischer Staffelbrüche bei Fossli. Da er keine detaillierten Angaben darüber macht, läßt es sich nicht entscheiden, ob er damit die kaledonische Faltung der Urgebirgstafel meint, oder etwa die bekannten postkaledonischen Verwerfungen, welche auch die Gneisdecken durchschneiden. Eine ganz andere Ansicht äußert der Verf. in einer anderen Publikation (dies. Centralbl. 1912. p. 577). Hier spricht er von „einer Peneplain, die kurz vor Ablagerung des Cambriums von schwachen tektonischen Bewegungen erfaßt sein muß".

Herrn Koenigsberger's Angaben über die Metamorphose des Cambrosilurs am Hardangerjökel sind ebenfalls sehr widerspruchsvoll. Einmal werden die Gesteine als nicht metamorph bezeichnet (Zeitschr. der deutsch. geol. Gesellsch. 1912. p. 518), ein anderes Mal als metamorph (Monatsber. der deutsch. geol. Gesellsch. 1912. p. 614).

Herrn Koenigsberger's Beschreibung der Granite und Granitmylonite enthält nichts wesentlich Neues, verglichen mit den vorliegenden norwegischen Abhandlungen.

Kristiania, April 1913.

Vergleich der optischen und der thermischen Methode zur Bestimmung von Schmelztemperaturen.

Von **R. Nacken** in Leipzig.

Mit 2 Textfiguren.

Veranlassung zur folgenden Notiz gaben mir die vielfach abweichenden Literaturangaben über Schmelzpunktsbestimmungen. Es treten große Differenzen bei den beobachteten Werten auf, je nach den Methoden, die zur Ermittlung dieser Größen dienten. So finden sich im Handbuch der Mineralchemie[1] für eine Reihe von Silikaten bei Angaben, die nach der optischen Methode oder durch Abkühlungskurven gewonnen wurden, Unterschiede, die bisweilen 100 bis 150° ausmachen. Diese Differenz tritt nun nicht nur bei natürlichen Mineralien auf, bei denen Verunreinigungen hierfür verantwortlich gemacht werden können, sondern auch bei reinen synthetischen Stoffen, wie es z. B. folgende Zusammenstellung zeigt:

[1] Handbuch der Mineralchemie. 1. 1912. p. 657 f.

Künstlich hergestelltes	Schmelztemperatur bestimmt	
	nach der optischen Methode	nach der thermischen Methode
$CaMg(SiO_3)_2$	1280 bis 1345°	1391 bis 1395°
$MgSiO_3$	1420 „ 1460	1554 „ 1565
$CaSiO_3$	1310 „ 1380	1512 „ 1540

Bei Schmelzpunktsbestimmungen mittelst Abkühlungskurven gilt in der Regel der höchste Wert als der beste, da fast alle Fehler eine Herabsetzung dieser Temperatur bedingen, wie z. B. Verunreinigung, Leitfähigkeit in der Schmelze, oder ungenügender Kontakt der Lötstelle des Thermoelements mit dem Präparat, und gleiches gilt auch wohl für die bei Silikaten häufig allein brauchbaren Erhitzungskurven. Es scheinen daher diese thermischen Methoden, welche durch die Mitarbeiter des Carnegie-Instituts ausgearbeitet sind, die zuverlässigsten Werte zu liefern. Ihre Resultate werden aber vielfach auf Grund optischer Methoden, die mit Hilfe eines Heizmikroskops meist viel tieferliegende Werte ergeben, angezweifelt. Da ich nun auf diese Weise mehrfach Schmelztemperaturen messen mußte, habe ich geprüft, ob diese Unstimmigkeiten durch die Unsicherheit der optischen Methode bedingt sind oder nicht. Im Folgenden gebe ich daher einige Beobachtungen an Feldspäten wieder, die zeigen, daß bei sorgfältiger Ausschaltung von Fehlerquellen Werte erhalten werden, die mit den auf thermischem Wege erhaltenen gut in Einklang zu bringen sind.

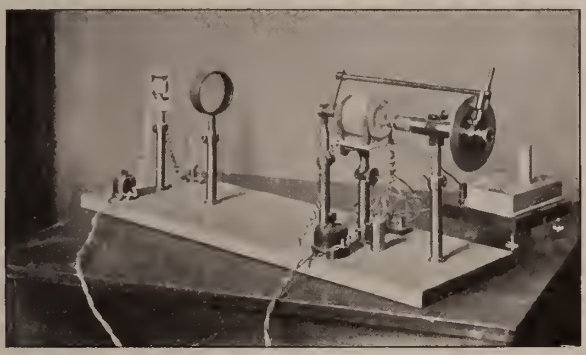


Fig. 1.

I.

Apparat und Fehlerquellen. Durch Fig. 1 ist das von mir benutzte Instrument, bei dessen Konstruktion mich Herr F. Rinne freundlichst unterstützte, wohl hinreichend erklärt, da ja

eine Reihe ähnlicher Apparate beschrieben worden sind. Hervorzuheben ist, daß die Heizung des horizontal liegenden Ofens durch eine Platinspirale erfolgt, deren etwa 1 mm starker Draht um ein Rohr aus Marquardt-Masse von 0,7 cm lichter Weite eng gewickelt ist. Die Länge des Rohres beträgt ca. 8 cm. Infolge dieser langen Wickelung und der Stärke des Drahtes erzielt man im Innern des Rohrs einen ziemlich großen Raum von konstanter Temperatur bis etwa 1600° C.

Polarisator und Analysator sind gleichzeitig drehbar, und eine Scheibe mit Gradeinteilung gestattet Auslöschungsschiefen zu bestimmen. Als Lichtquelle dient ein Nernstfaden, der mit ca. 1 Amp. belastet genügend intensives Licht liefert, um noch über 1500° Doppelbrechung in Kristallsplittern zu erkennen. Als Beobachtungsobjekte werden kleine Spalt- oder Schliffplättchen von nur wenigen Quadratmillimetern Ausdehnung verwendet, so daß Temperaturunterschiede im Innern eines solchen nicht zu befürchten sind. Sie werden in Haltern aus Platinblech freistehend befestigt, damit keinerlei Berührung mit einer chemisch wirksamen Substanz erfolgt. In der Mitte des Ofens berührt das Präparat unmittelbar die Lötstelle des dünnen, nur 0,2 mm starken Thermoelements, welches der Länge nach durch den Ofen gezogen ist. Wenn daher Präparat und Lötstelle in dem schwach vergrößernden Mikroskop gleichzeitig scharf erscheint, ist eine sichere Temperaturbestimmung gewährleistet. Durch Quarzglasfenster kann das Heizrohr beiderseitig verschlossen werden.

Fehler sind daher in erster Linie nur bedingt durch Verunreinigung der Substanz und durch falsche Angaben des Thermoelements. Zur Kontrolle des letzteren wurde ein dünnes Quarzblättchen erhitzt, das parallel zur optischen Achse geschnitten war. Für die Umwandlungstemperatur wurden Werte gefunden, die im extremsten Fall $\pm$ 1° von 575° abwichen. Das Schmelzen eines kleinen Spaltblättchens von Natriumchlorid erfolgte bei 800°. Für höhere Temperaturen bot die Umwandlung des Wollastonits in Pseudowollastonit, die von E. T. Allen und W. P. White[1] bei ungefähr 1190° festgelegt wurde, einen Vergleichspunkt dar. $CaSiO_3$ wurde durch Kristallisation aus $CaCl_2$-Schmelzen rein und in Kristallen erhalten, die bei ca. 1200° entweder in monoklinen Nädelchen oder in pseudohexagonalen Täfelchen erscheinen. Die Umwandlung bei 1190° erfolgt träge, man darf daher nur langsam erhitzen. Dann treten aber noch etwas unterhalb 1200° in den bisher einheitlich auslöschenden Kristallsplittern an einzelnen Stellen Flecke mit bunten Polarisationstönen auf, die sich ganz allmählich vergrößern, solange die Temperatur um 1200° erhalten wird. Die niedrigste Temperatur, bei der dieser Vorgang noch erkennbar war,

[1] E. T. Allen und P. P. White, Am. Journ. Sc. [4.] **21**. 89—108. 1906.

war 1195°, welche demnach nicht weit von der Gleichgewichtstemperatur zwischen α- und β-$CaSiO_3$ entfernt liegen wird. Die Umkehrung dieser Erscheinung konnte nicht hervorgerufen werden, sie erfordert die Anwendung von Katalysatoren, wie es Allen und White ausführten. Die Präparate wurden noch langsam bis ungefähr 1500° erhitzt, ohne daß sich ein Schmelzvorgang bemerklich machte.

II.

Nachdem so die Methode ausprobiert war, wurden natürliche Feldspäte untersucht, um an diesen die Schmelzvorgänge zu studieren. Es kamen Blättchen von Anorthit vom Vesuv, Adular vom St. Gotthard, Sanidin von Wehr am Laacher See und von Albit aus dem Pfitschtal zur Verwendung, nachdem sie sich bei starker Vergrößerung u. d. M. als einschlußfrei erwiesen hatten.

Anorthit vom Vesuv. Dünne Spaltblättchen nach der Basis besaßen eine Auslöschungsschiefe gegen die Kante PM von 37°. Dies deutet auf Beimengung von Albitsubstanz hin, dessen Menge sich hiernach zu etwa 5 bis 10% schätzen läßt. Dem entspricht es auch, daß die optische Achse im konvergenten polarisierten Licht fast ganz am Rande des Gesichtsfelds liegt. Mit steigender Temperatur ändert sich die Auslöschungsschiefe allmählich, der Kristallsplitter bleibt aber vollkommen klar bis zum Schmelzen. In der Tabelle 1 (p. 332) sind Angaben gemacht über sein Verhalten oberhalb 1460° C (korr.). In ihr ist an Stelle der Temperatur die elektromotorische Kraft des Thermoelements in Millivolt angegeben.

Bei 15,43 M.V, einer Temperatur von 1485° C (korr.) entsprechend, würde etwa der Schmelzpunkt dieses Anorthits liegen. Der Sprung im Verhalten des Präparats ist hier ein sehr auffälliger. Vorher schreitet auf der Oberfläche des Kristalls eine durch Verunreinigungen bewirkte Auflösung ganz allmählich fort, ohne daß bei 15,38 M.V. zehn Minuten lang praktisch eine Änderung im Innern des Kristalls zu bemerken wäre. Bei 15,43 M.V. schiebt sich dann ziemlich rasch vom Rande aus eine Grenzlinie zwischen einer kristallinischen und amorphen Modifikation über das Präparat hin. Die doppelbrechenden Partien verschwinden und eine geringe Temperatursteigerung genügt, um das zunächst noch zähe Glas zu einem Tropfen zusammenfließen zu lassen. Die langsame Erhitzung verbürgt wohl, daß ein Überhitzen des Präparats ausgeschlossen ist, dann auch die Tatsache, daß eine Reihe anderer Splitter mit geringen Abweichungen gleiche Resultate geben. Wurden die Splitter nicht so weit erhitzt, daß Zusammenschmelzen eintrat, so erhält man beim Abkühlen wohlkristallisierte Produkte, die meist aus nur einem Kristallindividuum bestehen und daher einheitlich auslöschen. Die Lage der optischen Achse ist von der ursprünglichen nicht verschieden.

Tabelle 1.

Zeit der Beobachtung	Galvanometer-Ablesung in Millivolt	Zustand des Kristallsplitters
$4^h\ 30^{min}$	15,10	Auf der Oberfläche zeigen sich zum erstenmal vereinzelte Schmelztröpfchen, die eine bräunliche Färbung besitzen und durch anhaftende Verunreinigungen verursacht sind.
4 40	15,12	
4 50	15,20	
$4^h\ 55^{min}$	15,30	Die Tropfen laufen zusammen und bilden auf dem Kristall eine zusammenhängende Schicht. Die Kanten sind noch scharf.
$5^h\ 00^{min}$	15,35	Die Interferenzfarben sind noch lebhaft; Auslöschung einheitlich.
5 10	15,33	
$5^h\ 15^{min}$	15,38	In 10 Minuten keine Änderung.
$5^h\ 30^{min}$	15,43	Verhältnismäßig rasches Zusammenschmelzen. Die Doppelbrechung verschwindet, die Kanten runden sich ab, bis schließlich die ganze Masse einen Tropfen bildet.
$5^h\ 35^{min}$	15,45	Kristallisierte Substanz ist nicht mehr vorhanden.

An diesen wieder kristallisierten Präparaten erkennt man deutlich, daß die äußerlich anhaftenden Verunreinigungen, wie sie durch Anfassen an die Präparate kommen, nicht bis ins Innere eindringen. Sie bilden meist einen dunklen Überzug, der bisweilen in skelettartigen Bildungen kristallisiert ist.

Für reinen synthetischen Anorthit geben A. L. Day und E. T. Allen[1] 1532°, später A. L. Day und R. B. Sosman[2] 1550° an. Demgegenüber stehen die auf optischem Wege gewonnenen Zahlen[3] für Anorthit vom Vesuv: 1250 bis 1350°. Nach meinen Messungen sind diese letzten Schmelztemperaturen viel zu tief, auch ist kein so großes Schmelzintervall vorhanden. Verunreinigungen, die eine Gefrierpunktserniedrigung bis zu 200° hervorrufen, sind in den klaren Kristallen vom Vesuv nicht vorhanden.

[1] A. L. Day und E. T. Allen, Zeitschr. f. phys. Chem. **54**. p. 18. 1906.
[2] A. L. Day und R. B. Sosman, Am. Journ. Sc. [4.] **29**. p. 93—161. 1910.
[3] Vergl. Handbuch der Mineralchemie a. a. O.

Für diesen Fundort werden Analysen[1] mitgeteilt, nach denen zwar merkliche Beimengungen von Albitsubstanz vorhanden sind, deren Menge jedoch 10 % nicht übersteigt. Wenn man diesen Wert zugrunde legt, müßte nach den Angaben von Day und Allen einem solchen Gliede eine wenig über 1500° gelegene Kristallisationstemperatur entsprechen. Vergleicht man hiermit den Wert 1485°, den ich oben angab für Anorthit vom Vesuv, so ist die Differenz nicht sehr erheblich und wohl durch den Einfluß noch weiterer Beimischungen zu erklären. Bestätigen kann ich, daß das Schmelzen des Anorthits sehr rasch erfolgt und daß größere Schmelzintervalle nicht beobachtet wurden. Es scheint mir daher wohl angängig, chemisch reinen Anorthit als Eichungsmaterial zu verwenden, wie es Day und Sosman vorschlagen.

Albit aus dem Pfitschtal. Albit lieferte sehr unsichere Resultate. Schon Day und Allen schildern ausführlich die Schwierigkeit, mit der bei diesem Gliede der Plagioklasreihe die Festlegung der Schmelztemperatur verbunden ist. Meist erfolgte zwischen 1200 und 1250° der Beginn einer Zustandsänderung. Schon bei 1200° zeigte sich bisweilen ein langsam fortschreitendes Abrunden der Kanten, wenn nur die Temperatur langsam gesteigert wird. An Beimengungen enthält der Albit dieses Fundortes nach C. Hintze neben geringen Mengen Kali bis zu 3 % Ca O, so daß also auch hier nicht ein Endglied der Plagioklasreihe, sondern ein diesem benachbartes untersucht wurde. Day und Allen geben für Albit von Amelia Co. als Temperatur, bei der die Schmelzgeschwindigkeit größere Werte besitzt, 1200° an.

Adular vom St. Gotthard. Blättchen nach (010) zeigten lebhafte Interferenzfarben, die sich beim Erhitzen auf 1200° nur wenig änderten. Von dieser Temperatur an gibt die Tabelle 2

Tabelle 2.

Zeit der Beobachtung	Ablesung am Galvanometer in Millivolt	Zustand des Kristallsplitters
$12^h\ 35^{min}$	11,80	Auftreten größerer isotroper Flecke im Präparat; Kanten werden etwas unscharf. Die isotropen Flecke ordnen sich in Richtung von Spaltrissen an.
1 00	11,82	
2. Erhitzung		Die isotropen Flecke vergrößern sich allmählich.
$11^h\ 50^{min}$	11,80	
11 55	11,85	
$12^h\ 20^{min}$	12,05	Verstärkung der Korrosion an den Kanten. Um die isotropen Flecke herum herrscht undulöse Auslöschung; die isotropen Partien wachsen langsam.
12 35	12,05	
12 45	12,06	
12 55	12,00	

[1] C. Hintze, Handbuch der Mineralogie. II. p. 1549. 1897.

über Erhitzungsgeschwindigkeit und Veränderung des Kristallsplitters Auskunft. Mehrere Präparate wurden mit gleichen Ergebnissen untersucht.

Aus der Tabelle ist zu ersehen, daß die Erhitzungsgeschwindigkeit eine recht langsame war. Bei 11,80 M.V. = 1200° (korr.) ist ein erstes deutliches Anzeichen für den Beginn des Schmelzens mit Sicherheit zu konstatieren. Es treten in den Präparaten isotrope Flecke auf, die sich aber innerhalb einer halben Stunde nicht vergrößerten. Unter dem Mikroskop zeigt sich bei stärkerer Vergrößerung, daß Glaseinschlüsse im Kristall entstanden sind. Fig. 2 gibt ein Bild von ihnen.

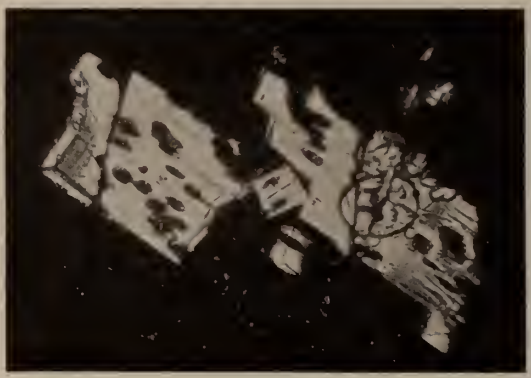


Fig. 2.

Hiernach sind die Einschlüsse in der Art von Schmelzfiguren von Flächen begrenzt, so daß sozusagen Paramorphosen vorliegen. Sie sind alle gleichartig orientiert und werden von Flächen begrenzt, die einer einfachen Feldspatform entsprechen. Nur bei sehr langsamem Erhitzen bleiben sie kristallographisch umgrenzt, andernfalls runden sie sich ab und werden kugelförmige Gebilde. Infolge ihrer geringeren Lichtbrechung treten sie auch im unpolarisierten Licht hervor. Ihre Anzahl wechselt in den verschiedenen Präparaten. Ihre Entstehung möchte ich so deuten: Das vorsichtige Erhitzen bringt im Kristall Schmelzzentren an allen den Stellen hervor, wo sich vielleicht Einschlüsse befinden, die unter dem Mikroskop nicht mehr erkannt werden können. Von diesen Punkten aus beginnt der Schmelzprozeß, der zunächst ein Auflösungsprozeß ist. Haben die Schmelzfiguren erst eine gewisse Größe erlangt, so wird wohl die Verschiebung der Grenzflächen allein vom Schmelzvorgang herrühren, da infolge der hohen Viskosität eine Diffusion im Innern der Einschlüsse nicht erfolgen kann. Wenn sich daher die Einschlüsse nur allmählich vergrößern, so ist dies wohl auf isomorphe Beimischung zurückzuführen, nicht

auf Überhitzungserscheinungen, zumal da sie bei 11,85 M.V. ungeändert blieben, obgleich die Temperatur 20 Minuten lang konstant gehalten wurde. Enthält doch der Kristall eine merkliche Menge Natron, wie aus seiner Analyse[1] hervorgeht.

0,04 %	Glühverlust
65,58 „	SiO_2
18,29 „	Al_2O_3
14,20 „	K_2O
1,88 „	Na_2O
Summe 99,99 %.	

Demnach haben wir bei 1198° (korr.) mit dem Auftreten der isotropen Flecken den Beginn des Schmelzintervalls eines Mischkristalls zu suchen. Es erstreckt sich etwa über 20 bis 30°, dann bei 1220° erfolgt schließlich die gänzliche Umbildung zu Glas. Kristallisation trat auch bei sehr langsamem Abkühlen nicht auf.

Sanidin vom Laacher See. Zum Vergleich mit Adular wurde ein etwas gelblich gefärbter Sanidin von Wehr am Laacher See untersucht. Seine Analyse[1] ergab:

64,41 %	SiO_2
19,53 „	Al_2O_3
0,34 „	Fe_2O_3
1,01 „	$CaO + BaO$
12,05 „	K_2O
3.10 „	Na_2O
Summe 100,44 %.	

Das Verhalten bei langsamem Erhitzen geht aus Tabelle 3 hervor.

Tabelle 3.

Zeit der Beobachtung	Ablesung am Galvanometer in Millivolt	Zustand des Kristalls
6h 5min	11,75	Kristallsplitter unverändert.
6h 30min 6 40	12,00 12,30	Der Kristall erhält Spaltrisse.
6h 50min 7 00	12,60 13,00	Die Risse verbreitern sich. An ihnen treten die ersten deutlichen Schmelzerscheinungen auf.
7h 10min	13,00	Die Kanten runden sich ab, es bilden sich Blasen.
7h 20min	13,30	Doppelbrechende Partien sind noch deutlich erkennbar.
7h 45min	13,50	Fast alle Stellen glasig und einfach brechend.

[1] Bis auf die Bestimmung der Alkalien wurden die Analysen von Herrn Dr. Dreibrodt ausgeführt.

Die mikroskopische Prüfung der teilweise geschmolzenen Splitter ergab, daß vom Rande her und von den Spaltrissen aus das Schmelzen begann. Es treten hier indessen keine durch Flächen begrenzte Schmelzfiguren auf, sondern runde Glaseinschlüsse und Glasbläschen. Der Schmelzvorgang erstreckt sich über ein beträchtliches Temperaturbereich, auch hier sind es wohl die Beimengungen von Barium, Eisen und Natron, die durch Mischkristallbildung das Schmelzintervall hervorrufen. Bei 1212° (korr.) würde etwa der Beginn des Schmelzens liegen.

III.

Auch aus anderen Bestimmungen, die von W. Grahmann[1] mit Hilfe dieses Apparats ausgeführt wurden, geht die Brauchbarkeit der Methode hervor. Es zeigte sich hier die Übereinstimmung der auf thermischem und optischem Wege ermittelten Umwandlungstemperaturen von Anhydrit, Cölestin, Baryt und Anglesit. Ein großer Vorteil der Methode ist die fortwährende Kontrolle der untersuchten Präparate; dies ist für die Silikate von großer Wichtigkeit. Ich möchte daher die in der Literatur vorhandenen Differenzen in den Angaben der auf thermischem und optischem Wege bestimmten Schmelztemperaturen auf eine ungenügende Vermeidung der Fehlerquellen bei der optischen Methode zurückführen. So ist z. B. sehr unsicher das Verschwinden der scharfen Konturen des Präparats zu erkennen. Die Ränder sind meist sehr stark selbstleuchtend und erst wenn sie schon ziemlich weit abgerundet sind, wird die Erscheinung deutlich. In den von mir benutzten Kristallen traten meist an einzelnen Punkten Schmelzzentren auf; dies läßt sich viel schärfer erkennen, da sich alsdann von der doppelbrechenden Grundmasse die dunklen Flecke deutlich abheben. Den weitaus größten Fehler bedingt ungenügender Kontakt des Thermoelements mit dem Präparat. Hier sind leicht Irrtümer bis zu 50° C und mehr möglich. Jedenfalls möchte ich die Differenzen nicht zurückführen auf Überhitzungserscheinungen oder auf die durch Pulverisieren hervorgerufene Schmelzpunktserniedrigung. Bei der stets beobachteten langsamen Erhitzungsgeschwindigkeit — mitunter wurden die Präparate 10 bis 20 Minuten lang auf konstanter Temperatur erhalten — konnte ich Erscheinungen, die auf Überhitzung hindeuteten, nicht nachweisen. Daß weiterhin ein Zerkleinern der Substanz eine Erniedrigung der Schmelztemperatur um 100 und mehr Grade bewirken soll, scheint mir bisher noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen. Es sind wohl Verunreinigungen, insbesondere durch das stets vorhandene adsorbierte Wasser, verantwortlich zu machen, wenn feines Pulver leichter Schmelzerscheinungen zeigt als grobes Material. Schließlich möchte ich

[1] W. Grahmann, Dissertation. Leipzig 1913.

auch hinweisen auf Zersetzungserscheinungen, welche Feldspäte bei langem Erhitzen sicher erleiden werden. So können etwa die Alkalien sich verflüchtigen und dadurch eine Veränderung im chemischen Bestand bedingen, so daß hinterher weitere Komponenten auftreten. In dieser Hinsicht ist das Auftreten von Blasen insbesondere bei den Alkalifeldspäten bemerkenswert; sie bilden sich an Stellen, wo vorher das Mikroskop keinerlei Einschluß erkennen ließ und treten meist erst unmittelbar nach dem Schmelzen auf. Derartige Verdampfungserscheinungen sind an silikatischen Schmelzen bisher wohl nur in der Glasindustrie studiert worden.

Leipzig, Institut für Mineralogie und Petrographie, März 1913.

Pisolithe.

Von **W. Stahl** in Altenau (Oberharz).

Mit 1 Textfigur.

In einer Wasser abführenden Kluft des Mansfeld'schen Flötzgebirges, etwa 80 m unter Tag und 70 m vom Zabenstedter Stollen entfernt, wurden, wie nachstehendes Bild zeigt, Pisolithe oder Erbsensteine gefunden.

Diese dürften insofern interessieren, als sie wie Erbsen oder Bohnen geformt und wie Eier in einem Nest (cfr. Bild) angehäuft sind. Sie sehen weiß und glatt wie Porzellan oder auch gelblich aus und führen je einen Schieferkern; sie bestehen aus Aragonit und Strontianit in wechselnden Verhältnissen. In den gelben Varietäten tritt neben geringen Sulfatmengen mehr Strontianit, als in den weißen auf.

Die Zusammensetzung der Grundsubstanz ist der der Pisolithe ähnlich.

Beiträge zur Geologie von Hellas und der angrenzenden Gebiete [1].

Herausgegeben von **Carl Renz** und **Fritz Frech.**

20. Geologische Studien im Artemisiongebirge (Grenze von Arkadien und Argolis).

Von **Carl Renz.**

Das Artemisiongebirge ist der im Westen bis Südwesten der Argolis gelegene Teil des argolisch-arkadischen Grenzgebirges.

[1] Diese Publikationsserie umfaßt im N. Jahrb. f. Min. etc. (bezw. in dies. Centralbl.) bis jetzt folgende Abhandlungen:

1. Carl Renz, Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und von Lias in Albanien. Dies. Centralbl. 1904. p. 257—266.

2. Carl Renz, Über die Verbreitung des Lias auf Leukas und in Akarnanien. Dies. Centralbl. 1905. No. 9. p. 259—264.

3. Carl Renz, Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. N. Jahrb. f. Min. etc. 1905. Beil.-Bd. XXI. p. 213—301.

4. Carl Renz, Über Halobien und Daonellen aus Griechenland nebst asiatischen Vergleichsstücken. N. Jahrb. f. Min. etc. 1906. p. 27—40.

5. Carl Renz, Über neue Triasvorkommen in der Argolis (*Trinodosus*-Kalke und Wengener-Kalke beim Hieron von Epidauros in Hallstätter-Fazies). Dies. Centralbl. 1906. No. 9. p. 270—271.

6. Carl Renz, Zur Kreide- und Eocän-Entwicklung Griechenlands. Dies. Centralbl. 1906. No. 17. p. 541—549.

7. F. Frech und Carl Renz, Neue Triasfunde auf Hydra und in der Argolis. N. Jahrb. f. Min. etc. 1907. Beil.-Bd. XXV. p. 443—466.

8. F. Frech, Die Hallstätter Kalke bei Epidauros und ihre Cephalopoden. N. Jahrb. f. Min. etc. 1907. p. 1—32. Mit 6 Taf. und 5 Textfig.

9. F. Frech und C. Renz, Neue Triasfunde auf Hydra und in der Argolis. Mit 4 Taf. und 7 Textfig. Beil.-Bd. XXV. 1908. p. 443—467.

10. Carl Renz, Zur Entdeckung der Trias in der Argolis. Dies. Centralbl. 1909. No. 3. p. 79—83.

11. Carl Renz, Der Nachweis von Karbon und Trias in Attika. Dies. Centralbl. 1909. No. 3. p. 84—87.

12. Carl Renz, Neue Carbonvorkommen in Griechenland. Dies. Centralbl. 1909. No. 24. p. 755—759.

13. L. Milch und Carl Renz, Über griechische Quarz-Keratophyre. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXI. p. 496—534.

14. Carl Renz, Neue geologische Forschungen in Griechenland. Dies. Centralbl. 1911. No. 8. p. 255—261 und No. 9. p. 289—298.

15. Carl Renz, Die Quarzkeratophyre Attikas. Dies. Centralbl. 1911. No. 15. p. 466—468.

16. Carl Renz, Geologische Forschungen in Akarnanien. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXII. p. 383—468.

17. F. Frech und Carl Renz, Zur Kenntnis der Unterkreide von Attika. Dies. Centralbl. 1911. No. 23. p. 732—736.

18. Carl Renz, Die Trias im östlichen Mittelgriechenland. Dies. Centralbl. 1912. No. 3. p. 67—85.

Den Bau des Artemisiongebirges lernte ich auf einer Exkursion von Argos über Turniki auf den Malevosgipfel und zurück kennen.

Die Gebirgsstruktur des Malevos- oder Artemisiongipfels gibt ein deutliches Profil durch die hauptsächlichsten Sedimentformationen, die den zentralen und östlichen Peloponnes mit Ausschluß der Argolis aufbauen. Es handelt sich also um ein typisches Beispiel der Grundzüge des Baues und der Entwicklung meiner zentral-peloponnesischen Gebirgszone[1].

Von unten nach oben liegen — abgesehen von den kristallinen Gesteinen — folgende Schichtenglieder übereinander:

1. Schwarze, dickgebankte, vorwiegend klotzige, massige Kalke, die Hippuriten bezw. andere Rudisten und Nummuliten führen.

19. Carl Renz, Neue Carbonaufschlüsse in Attika. Dies. Centralbl 1912. No. 6. p. 169—173.

Hierzu treten dann noch, abgesehen von kleineren Mitteilungen, einige wichtigere, in anderen Zeitschriften erschienene Arbeiten des Verfassers, nämlich:

Carl Renz, Trias und Jura in der Argolis. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1906. **58**. p. 379—395.

Carl Renz, Zur Geologie Griechenlands. A. Kalke mit *Lobites ellipticus* bei H. Andreas in der Argolis. B. Lias und Dogger auf Korfu und in Epirus. Verhandl. d. österr. geol. Reichsanst. 1907. No. 4. p. 77—81.

Carl Renz, Sur les preuves de l'existence du Carbonifère et du Trias dans l'Attique. Bull. soc. géol. de France. 1908. (4.) **8**. p. 519—523.

Carl Renz, Etudes stratigraphiques et paléontologiques sur le Lias et le Trias en Grèce. Bull. soc. géol. de France. 1909. (4.) **9**. p. 249—273.

Carl Renz, Der Nachweis von Lias in der Argolis. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1909. **61**. p. 202—229.

Carl Renz, Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoicum und Paläozoicum. Jahrb. d. österr. geol. Reichsanst. 1910. **60**. Heft 3. p. 421—636.

Carl Renz, Die mesozoischen Faunen Griechenlands. I. Die triadischen Faunen der Argolis. Palaeontographica. **58**. p. 1—104.

Carl Renz, Die Insel Ithaka. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1911. **63**. p. 468—495.

Carl Renz, Geologische Exkursionen auf der Insel Leukas (Santa Maura). Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. 1911. **63**. Monatsber. No. 5. p. 276—315.

Carl Renz, Die Entwicklung und das Auftreten des Paläozoicums in Griechenland. Geologische Rundschau. 1911. **2**. Heft 8. p. 455—463 und Compte Rendu. XI. Congr. géol. Internat. Stockholm. p. 1013—1019.

Carl Renz, Über den Gebirgsbau Griechenlands. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1912. **64**. Monatsber. No. 8. p. 437—465.

Carl Renz, Neuere Fortschritte in der Geologie und Paläontologie Griechenlands mit einem Anhang über neue indische Dyasarten. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1912. **64**. p. 530—630.

[1] Carl Renz, Über den Gebirgsbau Griechenlands. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **64**. Monatsber. 8. p. 437—465.

Die Nummuliten erfüllen die obere den Flysch unterlagernde Partie der schwarzen Kalke. Die schwarzen Kalkmassen repräsentieren daher in ihrem oberen Teil eocäne und oberkretazische Äquivalente; wie weit sie nach unten zu hinabreichen, bleibt zunächst noch eine offene Frage. A. Philippson[1] gibt zwar an, daß der gleiche mächtige Kalkkomplex, den er mit dem zusammenfassenden Namen Tripolitzakalk belegte, in seinem unteren Teile weiß und dolomitisch wird. Diese untere Partie Philippson's ist durch meine Untersuchungen im zentralen Peloponnes als Trias erkannt worden und zwar handelt es sich um lichte Kalkmassen oder dolomitische Kalke, die nach ihrer ganzen Physiognomie ein vollkommenes Analogon der ionischen Dachsteinkalke bilden. Ebenso kehren auch die den ionischen Dachsteinkalken eigentümlichen Gyroporellen wieder.

Ob nun die Schichtenfolge lückenlos von der Oberkreide bis zum Dachsteinkalk hinunterreicht, oder ob eine Sedimentationsunterbrechung eingetreten ist, muß erst die weitere Untersuchung lehren.

2. Die Überlagerung der schwarzen Nummulitenkalke bildet der Flysch[2], der in der Gegend von Turniki als brauner oder dunkelgraugrüner Sandstein, oder als schwarzer resp. schwarzgrüner, gelbgrau verwitternder Schiefer entwickelt ist. Die äußere petrographische Ähnlichkeit mit den karbonischen Schiefern des östlichen Hellas ist unverkennbar, was in Anbetracht der nicht weit unterhalb Turniki aufgeschlossenen kristallinen Schiefer die Erklärung der geologischen Situation sehr erschwert. Das Alter des Flyschzuges von Turniki ist indessen einwandfrei als Eocän fixiert.

3. Über dem Flysch folgen als tektonisch anormale Überlagerung hellgraue bis gelblichgraue, meist dünngeschichtete Kalke, denen bisweilen auch etwas massigere Partien mit Hornsteinnieren eingeschaltet sind. Diese Kalke, die die Gipfelkappe des Malevos und voraussichtlich auch den Kamm des Ktenias bilden, sind außerordentlich intensiven tektonischen Einwirkungen unterworfen gewesen. Die Kalkschichten sind im einzelnen stark gewunden und gequält, meist sogar förmlich zerknittert.

Infolge dieser Zertrümmerung und Zerquetschung der ursprünglichen Lagen werden diese Kalke vollständig von weißem Kalkspatgeäder durchsetzt.

An der Überlagerungsgrenze der Schiefer zum Kalk, die einer tektonischen Grenze entspricht, macht sich das Vorkommen zahlreicher Brocken von rotem Hornstein und Plattenkalk bezw. Kalkschiefer bemerkbar.

[1] A. Philippson, Der Peloponnes. Berlin 1892.

[2] Über die Faziesgrenze vergl. auch A. Philippson, Der Peloponnes. p. 399—400. Nach dem, was ich bis jetzt gesehen habe, glaube ich nicht, daß zwischen Flysch und Tripolitzakalk eine tektonische Discordanz vorliegt.

Dem ganzen Habitus der Malevosgipfelkalke nach hat man es mit mesozoischen Kalken zu tun, und zwar mit Kalken, die in ähnlicher Beschaffenheit in den karnisch-unternorischen Stufen der Argolis oder im Olonos vorkommen. Andererseits treten aber derartige Kalke in Hellas auch sonst noch im Jura auf. A. Philippson kartierte diese Kalke als „Olonoskalke". In seinen ersten Arbeiten betrachtet er diese Kalkentwicklung als Überlagerung des Flysches, also als Obereocän—Oligocän, später rückte er sie tiefer.

Daß es sich nicht um eine einfache Überlagerung des eocänen Flysches handelt, geht schon aus ihrer viel stärkeren tektonischen Beeinflussung im Gegensatz zu dem relativ ruhiger lagernden Flysch hervor. Es ist auch ausgeschlossen, daß der Flysch des Artemisiongebirges normal und lokal von einer Kalkdecke überlagert sein sollte, denn allenthalben in Hellas liegt zwischen Flysch und Neogen eine scharf ausgeprägte Diskordanz und nirgends in Griechenland kommen sonst im jüngeren Tertiär derartige Kalke vor. Der obere Kalk des Malevos dürfte daher als überschobene, tektonisch anormale Überlagerung der autochtonen Flyschgesteine, Nummuliten- und Rudistenkalke angesprochen werden. Er bildet eine vermutlich von Osten herbeigeschobene Decke auf dem Flysch, deren Fortsetzung gegen Westen eventuell in der Olonos-Pindoszone endigen dürfte. Die Hauptschwierigkeit einer solchen Erklärung liegt zunächst noch darin, daß mir zurzeit eine genauere Kenntnis der anschließenden zentralen Gebirgsglieder, sowie der nördlichen und südlichen Fortsetzung fehlt. Es handelt sich zunächst nur um eine vorläufige Erkundung und tektonische Hypothese.

Außer dem Durchschnitt Argos-Malevosgipfel kenne ich nur noch die Bahnfahrt von Myli nach Tripolitza.

Ferner fehlt vor allem auch der rückwärtige Zusammenhang mit den Gebirgen der Argolis, denn die argolische Halbinsel wird durch einen breiten mit Neogen und Alluvium erfüllten Graben von den arkadischen Gebirgen geschieden. Auch nach Westen zu geht das Profil nicht lückenlos weiter, sondern wird durch das Liwadi von Tripolitza unterbrochen. Die wenigen mit Sicherheit gemachten Beobachtungen sind ihrerseits wieder durch so ausgedehnte unbekannte Räume getrennt, daß ihre Verknüpfung leicht zu Fehlschlüssen führen kann. Nach A. Philippson, dessen Beobachtungen hier ergänzend eintreten, herrschen die gleichen Lagerungsverhältnisse sonst noch überall im zentralen und östlichen Peloponnes (exkl. Argolis).

Die schwarzen Nummuliten- und Rudistenkalke, für die ich in der dementsprechend eingeschränkten Vertikalausdehnung die Bezeichnung Tripolitzakalke beibehalte, gehören als reguläre Unterlagerung des Flysches von Turniki der überschobenen Unterlage an. Falls die Angaben Philippson's über den lückenlosen Vertikalumfang seiner Tripolitzakalke richtig sind, wären auch die

von mir nachgewiesenen weißen Gyroporellenkalke von Alepocheri und im Süden des Chans Bakuri (Straße Tripolitza—Sparta) gleichfalls dem Substratum zuzuweisen.

Nach diesem allgemeinen Überblick über die Schichtenfolge komme ich zur eigentlichen Beschreibung meiner Besteigung des Malevosgipfels.

Das armselige Bergdorf Turniki liegt an den steilen Nordhängen des Artemisiongebirges und zwar auf einer etwas sanfter geneigten Terrainstufe des Flysches. Unterhalb des Dorfes tritt unter dem Flysch der schwarze Nummulitenkalk hervor, der von den Hängen des Malevos herüberzieht, aber durch die tiefe Schlucht des Xerias-Oberlaufes zwischen Dorf und Malevosberg tief eingeschnitten wird.

Über Turniki und dem Flyschzug steigt der schroffe Kalkkamm des Artemisiongebirges oder, wie es heute heißt, Kteniasgebirges, mit zerklüfteten Wänden empor.

Der höchste Punkt dieses schartigen Grates ist der Klotz des Ktenias, von dem auch ein Schuttfeld gegen das Dorf herabzieht. Der Kalk des Ktenias-Kammes ist der Fernsicht nach mit den Malevosgipfelkalken ident.

Im Norden des Dorfes ist die schon erwähnte tiefe Schlucht eingerissen, die von dem Joch zwischen dem Hauptkamm und dem diesem vorgelagerten noch höheren Malevosgipfel herabkommt. Der Malevosgipfel wird hierdurch von dem eigentlichen Kamm losgelöst und ist der Kette im Osten vorgelagert.

Der Südhang des Malevos ist mit lichtem Tannenwald bestanden. Eine mehr zusammenhängende Tannenzone folgt etwa der halben Höhe des Abhanges.

Der Flysch unterhalb Turniki besteht aus blaugrauen, gelb verwitternden Schiefern und untergeordneten Sandsteinen; auch schwarze bis dunkelgraugrüne Schieferpartien wurden beobachtet. Der Flysch liegt, wie gesagt, über dem schwarzen Nummulitenkalk und fällt 45^0 nach Süden. Der Nummulitenkalk bildet den Südflügel eines Kalkgewölbes, das am Südhang des Malevos bloßgelegt ist. Von diesem zweigt sich unterhalb Turniki keilhorstförmig eine aus dem Flysch heraustretende Kalkzunge gegen Süden zu ab. Auch der eigentliche schwarze Kalk des Malevos setzt sich nach Süden zu fort. Südöstlich des Dorfes ist noch ein spitzes Kalkküppchen aus dem Schiefer herauserodiert.

Der Weg auf den Malevos, oder wie ihn die Einheimischen auch nennen, den Artemisiongipfel zieht zunächst gemeinsam mit dem nach Tsipiana führenden Pfad an den Nordhängen des Kteniaskammes im Flysch hinauf zu dem schon erwähnten Joch zwischen Malevosgipfel und dem Hauptkamm. Kurz vor diesem Joch tritt unter dem Flysch im obersten Teil der Xerias-Schlucht der Nummulitenkalk des Malevos-Südhanges hervor. Der Flysch streicht

hier von Westen nach Osten und fällt mit 20° nach Süden. Es hat zum Teil den Anschein, als ob der Flysch mit mächtigen Nummulitenkalkbänken wechsellagern würde. Es handelt sich aber wohl nur um Querbrüche. Der Nummulitenkalk bildet, wie gesagt, den Südflügel eines Gewölbes, das am Südhang des Malevos durch die zwischen Malevos und Turniki hinabziehende obere Xerias-Schlucht aufgeschlossen wird. Oben unter den Gipfelkalken dürfte annähernd der Scheitelpunkt liegen.

Ueber dem Südflügel des den Nummulitenkalk überlagernden Flyschzuges von Turniki erhebt sich dann die Kalkmasse des Hauptkammes, die vom Tsipiana-Weg in einem tief eingekerbten Paß überquert wird. Von dem Joch zwischen Malevosgipfel und Hauptkamm aus führt die Anstiegsroute zum Gipfel zunächst an dessen West- und später an dessen Südhang hinauf. Anfangs geht es über Schutt und lockeres Geröll des Deckkalkes, der vielleicht auch den Untergrund bildet und mit dem des Hauptkammes zusammenhängt. Dann kommt Flysch, der bei der Kamarisquelle (westlich unter dem Malevosgipfel) Nummulitenkalkblöcke enthält. Der kaum kenntliche Ziegenpfad zieht von hier nach Südosten zu an der Grenze zwischen dem Flyschzug und dem Malevosgipfelkalk scharf aufwärts.

Oben auf der Südseite des Gipfels über einer im Nummulitenkalk liegenden Höhlenkapelle verringert sich die Flyschzone zwischen dem schwarzen Nummulitenkalk und dem lichten Gipfelkalk außerordentlich stark, stellenweise bis zu einem ganz schmalen Streifen. Die gequetschten Schiefer streichen hier N 50—60 Ost und fallen 30° nach Nordwest (obs.).

Der Flyschsaum auf der Südseite des Malevosgipfels wird von den schwarzen klotzigen Nummulitenkalken in der regulären Schichtenfolge unterlagert. Auch diese liegenden Kalke sind östlich unterhalb des Gipfels stark gepreßt, die darin befindlichen Nummuliten wurden durch den Gebirgsdruck gequetscht und zum Teil in lange, im Durchschnitt wurmartig erscheinende Bänder ausgewalzt und ausgefaltet. An der Grenze gegen den Deckkalk finden sich an der Süd- wie an der Westseite des Gipfels die schon erwähnten häufigen Brocken von rotem Hornstein und Plattenkalk, Gesteine, die hier sonst nirgends anstehen.

Den eigentlichen Artemisiongipfel bildet ein auf den Flysch geschobener mächtiger Felsklotz mit steil abfallenden, mauerartigen, zerklüfteten Wänden, der gegen Osten zu mit dem Kalk der nördlichen Xerias-Talseite zusammenhängen dürfte, so weit es sich nach der Fernsicht beurteilen ließ. Ich bin wohl der erste Geologe gewesen, der diesen 1772 m erreichenden Kulminationspunkt des Artemisiongebirges bestiegen hat.

Die Kalke der Malevos-Gipfelkuppe sind grau, bisweilen plattig, enthalten aber auch massigere Zwischenlagen. Auf der

Südwestseite stehen die Gipfelkalke senkrecht, sind aber stark gequält und gewunden. Oben auf dem Grat, westlich der Gipfelpyramide, streicht eine dickbankige Lage grauen Kalkes mit rotbraunen Hornsteinnieren N 60 W und fällt steil nach NO (obs.). An der Gipfelpunktpyramide wurde das Fallen mit 60° nach West gemessen. Hier am Gipfel handelt es sich um geschichtete, plattige, graugelbe Kalke, durchsetzt von weißem Kalkspatgeäder.

Als First des mauerartigen Kammes erscheint eine massigere, grauweiße Kalklage mit spärlichen Hornsteinfladen und mit zahlreichen weißen, unregelmäßig verlaufenden Kalkspatadern (obs. Streichen N 20 Ost; Fallen steil West).

Schon durch ihre starke tektonische Zertrümmerung und Zerrüttung und ihre senkrechte Aufrichtung bezw. ihrer gänzlich verschiedenen Lagerung im Verhältnis zu ihrer Flyschunterlage geben sich diese lichten Deckkalke des Malevos als überschobene Decke zu erkennen.

Auf der Südseite des Gipfels ist die Flyschzone bis auf einen ganz schmalen, oft kaum mehr erkennbaren Streifen zusammengeschrumpft. Von der Ferne sieht es so aus, als würde der Deckkalk unmittelbar dem schwarzen Nummulitenkalk des Malevos-Südhanges auflagern.

Die Kalke des Ktenias-Kammes dürften den Malevosgipfelkalken entsprechen und ihre weitere, durch das obere Xerias-Tal und das Joch zwischen Malevosgipfel und Ktenias-Kamm unterbrochene Fortsetzung darstellen. Derartige tektonische Verhältnisse ließen sich in den griechischen Schollengebirgen natürlich auch durch Horst- und Bruchbildung, d. h. Schollenhebungen und -Senkungen erklären. Ich selbst habe, wie gesagt, bisher erst ein kleines Stück der arkadischen Gebirge kennen gelernt; ich verlasse mich aber bei der geäußerten Ansicht auf die Beobachtungen und Kartierungen Philippson's, nach dem überall in den zentral- und ostpeloponnesischen (exkl. argivischen) Gebirgen den Malevosgipfelkalken entsprechende Kalke dem Flysch auflagern und überhaupt allerorts in dem weiten, in Betracht kommenden Gebiet die gleiche, nur stratigraphisch anders gedeutete Schichtenfolge vorliegt.

Der Routenbeschreibung A. Philippson's[1] von Turniki nach Argos ist nicht mehr viel zuzufügen.

Unterhalb von Turniki führt der Weg durch Flysch in den schon erwähnten teilweise hervortretenden Nummulitenkalk, überquert dann den Südflügel des Kalkgewölbes, der vom Malevos herüberzieht und steigt an dessen steilen Hängen hinab zum Xerias-Tal. Unten gelangt man in den schon von Philippson angegebenen Glimmerschiefer, der vielfach weiße Quarzlagen enthält (Streichen

[1] A. Philippson, Der Peloponnes. Berlin 1892. Mit geologischer Karte.

unten im Bachtal N 30 Ost; Fallen 45° nach Südsüdost). Zwischen dem Glimmerschiefer und dem schwarzen Kalk, der in seinen tieferen Partien hier auch Rudisten führt, läuft eine scharf markierte tektonische Grenze hindurch. An der Bruchlippe erscheinen auch Breccien der weißgrauen Triaskalke von der Ausbildung, wie sie bei Alepochori im zentralen Peloponnes vorkommen. Die stratigraphische, wie tektonische Stellung dieses Glimmerschiefers bedarf entschieden noch weiterer Aufklärung und es ist zu hoffen, daß die Untersuchung der gleichen Gesteine an der Ziria und im Parnon die Lagerungsverhältnisse besser erkennen lassen wird, so daß man dann nach Analogieschlüssen auch die Stellung der Glimmerschiefer im Xerias-Tal wird bestimmen können.

Im Anschluß hieran sei noch erwähnt, daß die Kalke des Burgberges von Argos wohl ebenfalls der Obertrias angehören; sie gleichen in ihrem Habitus sowohl den Dachsteinkalken der Argolis, wie auch den schon mehrfach erwähnten Kalken von Alepochori. Zu einer genaueren Untersuchung der örtlichen Verhältnisse bin ich leider noch nicht gekommen.

Unterhalb der Burg fand ich jedoch in den lichtgrauen Kalken Korallenreste.

Der allein vorhandene Längsschliff der am besten erhaltenen Art erinnert sehr an *Spongiomorpha acyclica* Frech.

Es bleibt dabei allerdings zu berücksichtigen, daß *Astraeomorpha crassisepta* Frech im Längsschliff eine sehr ähnliche Struktur aufweist.

Der Längsschliff der vorliegenden Art des Burgberges von Argos zeigt jedoch eine feinzelligere Struktur, als der der *A. crassisepta* Frech und ist auch noch etwas feinzelliger, als der der *Spongiomorpha acyclica*. Für die Altersbestimmung des Kalkes von Argos ist diese Erwägung nebensächlich, da beide in Frage kommenden Korallentypen in der Obertrias auftreten. Aus den obertriadischen Kalken Hydras kenne ich übrigens ebenfalls derartige Abarten der *Sp. acyclica* Frech, bei denen die Skelettelemente feiner ausgebildet sind.

Typische Exemplare der *Spongiomorpha acyclica* Frech fand ich in Griechenland sonst noch in den hellgrauen Obertriaskalken des Korombiligebirges, die die westliche Fortsetzung des Kithaeron darstellen. Diese Spongiomorphidenkalke des Korombili stimmen auch in ihrer petrographischen Entwicklung vollkommen mit den betreffenden Kalken des Burgberges von Argos überein.

Zusammenfassung.

Die Schichtenfolge im Artemisiongebirge besteht nur aus wenigen Gliedern. Diese Glieder sind von unten nach oben:

1. Schwarze Kalke von großer Mächtigkeit mit Rudisten (Hippuriten und Radioliten) und Nummuliten, und zwar erfüllen

die letzteren die obere Grenzzone der dunkeln Kalkmassen, während die Rudistenführenden Partien ein tieferes Niveau einnehmen.

2. Flysch, in der gewöhnlichen Entwicklung des griechischen Eocänflysches, als sich anschließendes, nächst höheres Glied der Schichtenreihe.

3. Lichte, meist hellgraue und dünngeschichtete Kalke, z. T. mit Hornstein, als tektonisch anormale Überlagerung.

Paläontologisch ist das Alter dieser Kalke im eigentlichen Artemisiongebirge noch nicht bestimmt, doch sind sie jedenfalls älter, als der darunterliegende Eocänflysch und noch tiefere Nummuliten- und Rudistenkalk.

In der Argolis treten in der Obertrias (z. T. aber auch im höheren Jura) ähnliche Gesteinsvarietäten auf. Festgestellt ist die Trias in dem hier besprochenen Gebiet bis jetzt nur in den Kalken des Burgberges von Argos. Die hellgrauen Kalke von Argos führen spärlich verteilte, obertriadische Korallen.

Zu erwähnen ist noch ein engbegrenztes Vorkommen von kristallinen Gesteinen im mittleren Xerias-Tal, jedoch lassen sich an diesem Aufschluß die Lagerungsverhältnisse zu den angrenzenden Schichtengliedern nicht erkennen.

Entsprechend der in Griechenland beobachteten tektonischen Allgemeinbewegung handelt es sich auch im Artemisiongebirge um eine nach Westen überschlagene Überschiebungsscholle von nicht allzugroßer Förderungsweite. Die Triasgesteine, die die mesozoische Decke wohl hauptsächlich zusammensetzen, treten in normaler Lagerung in geringer Entfernung in der Argolis auf.

Die überschobene Unterlage bilden im Artemisiongebirge Flyschgesteine mit ihrem regulären Liegenden, den schwarzen Nummulitenkalken, die in gleicher Fazies noch in die Kreide hinunterreichen.

Jura und Kreide in der Umgegend von Sarstedt.

Von **Friedrich v. Marées.**

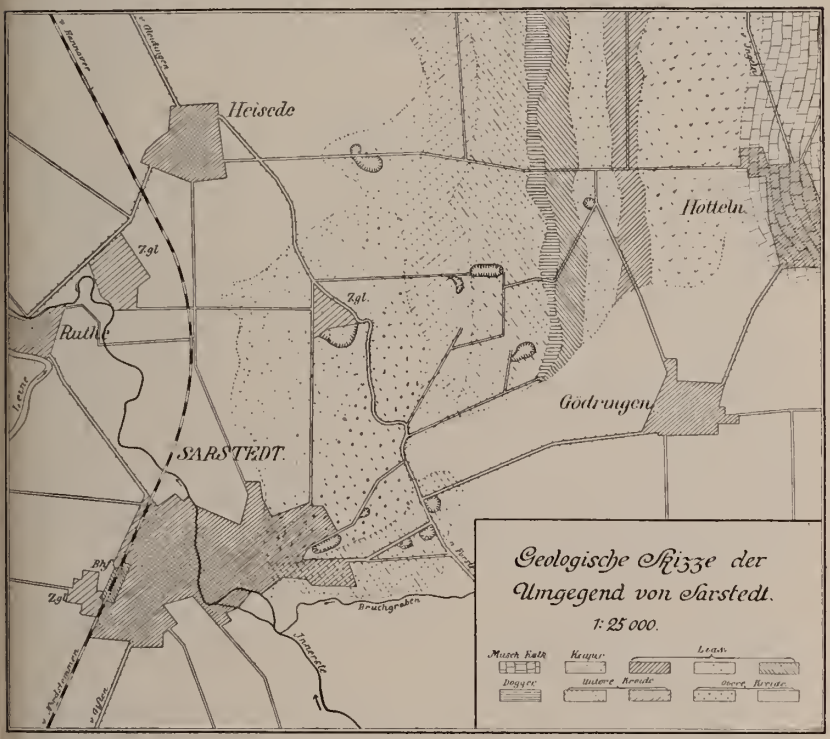
Mit einer geologischen Skizze.

Im Norden von dem Orte Sarstedt, der an der Bahnlinie Hannover-Hildesheim und an der Innerste, kurz vor ihrer Mündung in die Leine, liegt, erhebt sich aus dem Flachland eine Gruppe von Höhenzügen und Hügelreihen, deren Westabhänge von Gebilden des Jura und der Kreide bedeckt sind. Das Liegende des Jura bildet die gesamte, regelmäßig abgelagerte Trias, die, wie schon anderen Orts[1] darzustellen versucht worden ist, den Kern für eine N—S streichende sattelartige Erhebung bildet, die seitlich im Osten und Westen von jüngeren Schichten flankiert ist.

[1] v. Marées, Kali. 1913. Heft 2.

Der Jura.

Auf der Oberfläche dieser Höhenzüge zeigt sich der Jura konkordant dem Keuper auflagernd als schmaler Streifen, von N nach S streichend. Die wenigen Fundpunkte ließen im südlicheren Teil die Amaltheen-Tone und die Numismalis-Mergel, weiter nach Norden, in der Umgegend von Ös„selse, strichweise die Posidonien-



schiefer des Lias und schließlich noch die *Opalinus*-Tone des Dogger feststellen. Hoyer[1] hat nur wenige der untersuchten Fundpunkte beschrieben, ebenso Brauns[2]. Dagegen ist der östliche Abhang der Höhen schon in den 60er Jahren bei Gelegenheit eines Bahnbaues ausgiebig untersucht worden. Schloenbach[3], von Seebach[4], und besonders Credner[5] haben gefunden, daß der Jura hier mit den Schichten des Lias: Zone des *Ammonites ziphus*, Zone des *Am.*

[1] Hoyer, Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1912.

[2] Brauns, Der untere Jura. 1879. p. 82.

[3] Schloenbach, N. Jahrb. f. Min. etc. 1863. p. 165; Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1863. p. 465.

[4] von Seebach, Der Hannov. Jura. 1864. p. 21.

[5] Credner, Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1865. p. 242.

capricornu und des *Am. amalthcus*, dann durch die Posidonienschiefer und Jurensis-Mergel vertreten ist. Diesen folgen noch vom Dogger die *Opalinus*- und *Polyplocus*-Tone bis zum Hilston.

Hiernach scheint es, daß die Ausbildung des Jura auf beiden Abhängen übereinstimmt und daß der Jura im Lias in allen Stufen, im Dogger jedoch nur bis zu den *Polyplocus*-Tonen zutage tritt. Es liegt aber die Vermutung nahe, besonders da die Zahl und Ausdehnung der westlichen Fundpunkte noch sehr gering ist, daß der Dogger örtlich z. T. gar nicht oder z. T. noch weiter ausgebildet ist.

Die Kreide.

Der beträchtlichste Teil der Höhenabhänge nach der Leine hin wird von der Kreide eingenommen. Es war mir möglich, in einer größeren Zahl neuer, tiefer Ton- und Mergelgruben auf einem breiten Streifen von Ösself bis zum Moorberg die untere Kreide zu untersuchen und festzustellen, daß am Moorberg, z. T. abweichend von den älteren Funden von Hoyer [1] und v. Koenen [2], die Kreide mit der Valendis-Stufe (Z. d. *Olcostephanus Keyserlingi*) unten beginnend bis zum unteren Apt (Z. d. *Hoplites Weissi*) vorhanden ist.

Auch die in nächster Nähe von Sarstedt ganz steil stehenden, z. T. feingeschieferten, sonst aber den übrigen Schichten gleichartigen Tone, Tonsteine, Mergel usw. gehören nach den, wenn auch spärlichen Fossilfunden jedenfalls dem tieferen Neocom oder, wie Salfeld [3] vermutet, dem oberen Hauterive und unteren Barrême an. Hier bildet das Liegende über Tage Tertiär und Diluvium, das Hangende Plänerkalk.

Auf dem Streitberg bei Ösself fand ich weiter den ganzen Gault vom *Milletianus*-Ton an aufwärts bis zum *Minimus*-Ton. Der von Hoyer beobachtete Flammenmergel war weder hier noch im Süden zu finden.

Auffallend deutlich ist die Grenze gegen den festen, weißen Plänerkalk, der sich dicht bei Sarstedt als scharfe Geländekante erhebt. Hier, in den großen Steinbrüchen des Dehn- und Steinberges und am Kipphut fand sich Cenoman und Turon, und zwar von den *Rhotomagensis*-Schichten (nach Salfeld (a. a. O.) von den *Varians*-Schichten) aufwärts bis zu den *Brongniarti*-Plänern, so daß zunächst allgemein Flammenmergel und Tourtia, besonders dicht bei Sarstedt aber auch höchst wahrscheinlich der größte Teil des Apt und Gault überhaupt fehlt.

Fast unmittelbar auf dem unter 40—45° einfallenden hellen Kalk liegt fast söhlig Senon. Es bildet den Westabhang des Bocksberges und des Wehmberges hier, des Radlah bei Gleidingen.

---

[1] Hoyer, Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1902.

[2] v. Koenen, Abhandl. d. Geol. Landes-Anst. N. F. Heft 24.

[3] Salfeld, Jahrb. d. Niedersächs. Geol. Ver. 1909.

Die ausgedehnten Fundpunkte stellen das untere Senon von der Z. d. *Am. clypealis* bis zu den Quadraten-Schichten dar. Höhere Stufen sind nicht mehr vorhanden, ebenso keine tieferen, so daß offenbar oberes Turon und Emscher fehlen. Während das Senon am Bocksberg auf dem Pläner liegt, scheint es am Radlah die Schichten des Gault auffallend diskordant zu überlagern.

Diese eigentümlich ausgebildeten Vorkommen von Jura und Kreide liegen im Norden, am äußersten Rand der Höhen flach, fast söhlig, am Moorberg stehen sie schon wesentlich, fast um 15—20°, steiler. Hier nimmt ihr Streichen jedoch eine stark nach W—O umbiegende Richtung an, das bei Sarstedt in unterer und oberer Kreide in 8 h steht. Das Einfallen der unteren Kreide schwankt dabei zwischen 50 und 90°. Fast ungestört liegt nur das Senon.

Die eigenartige Ausbildung des Jura, die auch in der näheren Umgebung von Hannover und im Braunschweigischen vielerorts in der verschiedensten Ausdehnung beobachtet ist, läßt zunächst vermuten, daß der Ablagerung der unteren Kreide heftige Abrasionen vorangegangen sind (wie sie anderwärts in der weiteren Umgebung zweifellos stattgefunden haben). Da aber die untere Kreide, frühestens die Valendis-Stufe ihre Sedimente diskordant dem Jura auflagerte, und ferner in diesen untersten Kreideschichten keine Spur von Strandgebilden zu finden ist, wird zunächst der Jura kaum weiter, als er zutage tritt, ausgebildet gewesen sein. Ferner hat er jedenfalls bis zur Valendis-Stufe trocken gelegen, d. h. er hat eine flache Insel gebildet, die erst später vom Kreidemeer überflutet wurde.

Die Kreide lagerte dann ihre Sedimente in fast ungestörter, wenn auch eigenartiger Gestalt bis zum *Minimus*-Ton des Gault ab. Die nächstbenachbarten, höheren Schichten gehören schon der Cenomanzeit an, und zwar frühestens den *Varians*-Schichten. Es fehlte Flammenmergel und Tourtia, diese jedoch nur am Steinberg. Am Südabhang des Dehnberges liegt der Pläner selbst auf Barrême oder auf Hauterive. Hier tritt die Diskordanz in der Lagerung besonders deutlich hervor. Die untere Kreide hat ein Einfallen bis zu 90°, die hangende obere bis höchstens 45°. Weiter nach Norden, sowie auf dem ganzen Ostabhang und in der nächsten Nähe überhaupt ist hier keine Spur von Pläner mehr zu finden.

Zunächst ist der Plänerzeit jedenfalls eine Zeit starker, ungleichmäßiger Abrasionen voraufgegangen, durch die bei Sarstedt ein Becken besonders vertieft worden ist, indem die wenig widerstandsfähigen und leicht transportierbaren Tone und Mergel stark erodiert sind. Es scheint die untere Kreide somit auf der ganzen Linie im N und S gleichartig ausgebildet vorhanden gewesen zu sein.

Dem Pläner liegt weiter das Senon mit den Schichten des *Am. clypealis* auf. Ferner findet sich das Senon mit der gleichen Zone bei Gleidingen auf den Tonen des Gault gänzlich flach. Strandschotter aus dem Pläner z. B. sind auch hier und am Bocksberg nicht zu finden, so daß Abrasionen größerer Ausdehnung der sehr festen Kalke stattgefunden haben können.

Daraus ergibt sich zunächst, daß vom Turon Scaphiten- und Cuvieri-Pläner, vom Senon der Emscher vollkommen fehlen und offenbar gar nicht zur Ablagerung gekommen sind. Ferner ergibt sich, daß der Pläner sich nur in der engen Bucht und nur bis zu den *Brongniarti*-Plänern abgesetzt hat. In die jetzige Lage ist er erst durch spätere, hier besonders heftige Bewegungen gelegt worden.

In der Zeit vom *Brongniarti*-Pläner bis zum mittleren Untersenon (*Am. clypealis*) herrschte also wieder z. T. Festland, das von dem flachen Senonmeer noch einmal bis zur Quadratenkreide bedeckt wurde. In dieser und der folgenden Zeit war scheinbar wieder Ruhe in der Bewegung des Meeresbodens, denn das Senon scheint noch jetzt in seiner ursprünglichen Lagerung zu verharren.

Aus dieser eigenartig unterbrochenen Reihenfolge bei der Sedimentation der vorhandenen Gebirgsschichten kann man auf eine Folge von Gebirgsbewegungen, Hebungen und Senkungen schließen, die beim Aufbau der gesamten Höhenzüge und besonders bei der Hebung des von mir schon kurz beschriebenen „Salzhorstes“ (a. a. O.) eine nicht unwesentliche Rolle gespielt haben.

Die ersten Anzeichen einer Hebung des Meeresbodens machten sich in vorneocomer Zeit, oder, nach den Angaben oben, kurz nach dem unteren Dogger bemerkbar. Die Aufwölbung war nur gering, aber auf der ganzen Linie fast gleichmäßig. Die nächste Bewegung erfolgte nach dem Gault oder in vorcenomaner Zeit. Auch sie war nicht erheblich groß. Die starke, auffallende Diskordanz ist jedenfalls erst durch ein plötzliches Absinken hervorgerufen, das besonders in der Nähe von Sarstedt örtlich sehr heftig gewesen sein muß.

Während im Norden kaum noch Bewegungen von jetzt ab zu beobachten waren, fand zur Plänerzeit, also in vor- oder frühsenoner Zeit eine starke Niveauveränderung in der unteren und oberen Kreide bei Sarstedt statt, durch die das Neocom fast senkrecht gestellt wurde und den eben abgelagerten Pläner bis 45^0 mit aufrichtete. Von jetzt ab trat erst vollkommene Ruhe ein, die nur noch an der Kammlinie der ganzen Erhebung durch dauernde absinkende Bewegungen belebt wurde.

In welcher Weise diese Hebungsepochen mit der Bewegung und dem Empordringen der Salzmassen im Untergrund dieser Gebirgsschichten zusammenhängen, bedarf noch weiterer Untersuchungen, wozu diese Zeilen einige Dienste leisten mögen.

Das Vorkommen der Gattung Lophiodon in der Braunkohle Sachsens.

Von **Henry Schroeder.**

Herr Diplom-Ingenieur W. Salzmann hat Ende Dezember vorigen Jahres einen paläontologisch und stratigraphisch sehr wichtigen Fund gemacht, den ich schon jetzt, obwohl die paläontologische Untersuchung nicht beendet ist, mitteilen möchte.

In der Braunkohlengrube Cecilie bei Mücheln (Reg.-Bez. Merseburg) sind Wirbeltierreste gefunden worden, die endlich einen Beweis für das eocäne Alter der dortigen Braunkohle ergeben. Leider ist es mir nicht möglich gewesen, die Fundstelle zu besuchen. Das Profil der Ablagerungen, das von Herrn Salzmann mit großer Mühe und Sorgfalt aufgenommen wurde und demnächst genauer beschrieben werden wird, ist vom Liegenden zum Hangenden:

1. Sand und Ton;
2. 2—5 m Kohle, kompakt und fest;
3. 0,3 „ Tonmittel, auskeilend;
4. 20 „ Kohle, dunkel, lokal in der Nordwestecke des Tagebaues mit kalkigen Einlagerungen, teils aus umgelagerten Moorschichten entstanden, teils autochthon mit einem
5. 2 „ Mittel, sandig-tonig mit Kohlenbrocken, auskeilend;
6. 25—30 „ Kohle, heller, gestreift, ebenfalls z. T. autochthon, z. T. aus umgelagerten Moorschichten entstanden;
7. 10—14 „ Kies, tertiär;
8. 5— 6 „ Geschiebemergel;
9. 3— 4 „ Löß.

Wenige Meter entfernt von dem auskeilenden Mittel (5) innerhalb eines in der gleichen Höhenlage befindlichen, ockerfarbigen, pulverigen, 30—40 cm mächtigen Streifens lagen eine größere Anzahl von Ober- und Unterkieferzähnen, die der Gattung *Lophiodon*, und zwar wenigstens drei Individuen, angehören. Die spezifische Bestimmung wird trotz der guten Erhaltung und Vollständigkeit der meisten Zähne an der Hand der Literatur kaum möglich sein und eine direkte Vergleichung mit den französischen und schweizerischen Originalen erfordern; ich möchte jedoch glauben, daß die nächste Beziehung zu *Lophiodon Cuvieri* aus dem Lutétien (Mittel-Eocän) besteht, und behalte mir vor, auf eine nähere paläontologische Erörterung später einzugehen.

Da die Unterfamilie *Lophiodontinae* auf das Eocän beschränkt ist, wird hiermit das eocäne Alter der Fundstelle und auch wohl der sächsischen und subherzynen Braunkohle überhaupt bewiesen und die in gleichem Sinne erfolgte Annahme des Herrn v. Linstow bestätigt.

Suez, den 19. März 1913.

Besprechungen.

J. H. Farrell: Practical Field Geology, including a Guide to the Sight Recognition of One Hundred Twenty Common or Important Minerals by Professor A. J. Moses. (New York, bei Mc Graw-Hill Book Company. 1912. XI + 273 p. Mit 68 Textfiguren und 4 Tabellen.)

Dieses Buch ist für Geologen und Bergingenieure bestimmt und enthält auf den ersten 205 Seiten Anweisungen über geologische Kartierungen, Messungen und Prospektieren, sowie auch Abschnitte, welche die Klassifikation der Gesteine und die verschiedenen Theorien der Erzbildung besprechen. Tabellen zur Bestimmung von 120 wichtigen Mineralien mittels der physikalischen Eigenschaften, welche von Professor A. J. Moses angeordnet worden sind, bilden einen 58 Seiten umfassenden Anhang. (N. Jahrb. f. Min. etc. 1911. 2. p. -165-.) Ein Glossarium ist auch zu erwähnen.

Praktische Geologen und Bergingenieure werden dieses Buch wegen der klaren Darlegung, des guten Drucks, der vielen Illustrationen und des bequemen Taschenformats von bedeutendem Werte finden. **E. H. Kraus.**

C. Godfrey Gunther: The Examination of Prospects. (1912. XI + 222 p. Mit 79 Textfiguren. Bei Mc Graw-Hill Book Company, New York.)

Dieses Kompendium über die Aufsuchung und Untersuchung von Erzlagerstätten ist vom praktischen Standpunkt geschrieben und setzt die Kenntnis von Mineralogie, Petrographie und Geologie voraus. Die Anordnung ist: 1. die Theorien über magmatische Wässer, 2. die Lindgren'schen Schlußfolgerungen über hydrothermische und sekundäre Veränderungen, und 3. die Theorien von Emmons und Weed über sekundäre Bereicherung von Erzlagerstätten. Wegen der knappen und klaren Darstellung, der zahlreichen Illustrationen, der ausgezeichneten Ausstattung und des bequemen Taschenformats, wird das Buch sehr wahrscheinlich viele Freunde unter den Studenten der Mineralogie, Geologie und besonders der Erzlagerstätten finden. **E. H. Kraus.**

Personalia.

An der South African School of Mines and Technology in Johannesburg wurden ernannt: Dr. **G. S. Corstorphine** zum Principal of the School and Professor of Economic Geology; Mr. **J. S. Cellier** zum Professor of Mining.

Angenommen: Prof. Dr. **H. Stille** in Leipzig einen Ruf als Nachfolger von Prof. Pompeckj nach Göttingen.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ueber Pseudomorphosen von Quarz nach Kalkspat aus den Flussspatgängen am Wölsenberg in der Oberpfalz.

Von **H. Laubmann.**

In den durch seinen dunkel-violettblauen Antozonit bekannten Flußspatgängen am Wölsenberg unfern Nabburg in der Oberpfalz [1], deren Entstehung zweifelsohne auf juvenile Tätigkeit zurückzuführen ist, findet sich außer den wichtigeren Begleitmineralien Quarz und Schwerspat etwas weniger häufig der Kalkspat. Die Quarzadern wechseln in ganz unregelmäßiger Weise mit dem Fluß- und Schwerspat und zeigen durchgehends eine stark hornsteinartige Ausbildung. In diesen Hornsteinbändern habe ich schon vor ca. 30 Jahren die ersten Belege einer pseudomorphen Umwandlung von Kalkspat nach Quarz, zu Drusen vereinigte wohlausgebildete und ziemlich große Skalenoeder, gefunden, und als ich im Sommer 1912 in der Absicht, weitere Studien für diese merkwürdige Umbildung zu machen, die Fundstelle wiederum besuchte, war der Erfolg denn auch so, daß ich mit seiner Bekanntgabe nicht länger zögern möchte.

Gümbel [2] erwähnt bereits das Auftreten von kleinen, meist in Brauneisenstein umgebildeten Spateisensteinkristallen, die auf der mit hellfarbigem Flußspat engverwachsenen, in Mitte des Ganges durchsetzenden Zone rötlichgelben Schwerspates auftreten. Von Umwandlungen des Kalkspates dagegen war in der Literatur nichts aufzufinden. Wenn auch bis jetzt die in Frage stehenden Pseudomorphosen von Quarz nach Kalkspat anstehend noch nicht, sondern nur auf den Halden der im Betriebe befindlichen Bauerschen Flußspatgruben am Wölsenberge und der aufgelassenen Gänge am Leher Bühl [3] gefunden wurden, so scheint es doch, daß ihr Vorkommen an die schon oben erwähnten Hornsteinadern gebunden ist.

Die morphologische Beschaffenheit der bisher aufgefundenen Belegstücke läßt zwei Formen der ursprünglichen Kalkspatausbildung unterscheiden: die skalenoedrische und die rhomboedrische, von denen die letztere aber nicht eindeutig bestimmt werden konnte.

[1] Gümbel, Ostbayer. Grenzgebirge. p. 516 u. f. — Priehäusser, Zeitschrift für praktische Geologie. XVI. Jahrg. (1908.) p. 265 u. f.

[2] Gümbel, ebenda. p. 516.

[3] Vergl. Skizze bei Priehäusser, p. 267.

I. Skalenoedrische Form.

Die beste Ausbildung der Kristallform zeigt eine Druse von Skalenoedern von hellbrauner Farbe und ungefähr 1 cm Kantenlänge, die durch und durch in ein dichtes Gefüge von deutlich kristallinischen Quarz umgewandelt sind und auf dem charakteristischen Hornstein des Wölsenberger Flußspatganges aufsitzen. Trotzdem die Flächen der pseudomorphen Kristalle rauh und matt sind, hat Herr Dr. Steinmetz in bereitwilligster und dankenswerter Weise Messungen vorgenommen, indem durch Vaselinanstrich eine reflektierende Oberfläche sowie durch Abdrücke zweier Flächen in Siegellack Unterlagen für die Messung der Flächenwinkel hergestellt wurden. So konnten die Polkanten der Skalenoeder im Mittel zu $78^0 \pm 2^0$ und $24{,}5^0 \pm 2^0$ bestimmt werden, was dem Skalenoeder R 2, $\{30\bar{1}\}$, $\{31\bar{4}2\}$ mit $77^0\,49'$ und $24^0\,10'$ ziemlich entsprechen dürfte.

In gleich guter Ausbildung und Größe fand ich noch einige einzelne in Flußspat eingewachsene stumpfe Skalenoeder, von denen ein besonders schön ausgebildeter, zentimetergroßer Kristall bei der Messung $78^0 \pm 1^0$ und $18^0 \pm 2^0$ Polkantenwinkel ergab. Diese Form dürfte dem Skalenoeder R $\frac{5}{3}$, $\{40\bar{1}\}$. $\{4153\}$ entsprechen, dessen Kantenwinkel $78^0\,05'$ und $18^0\,07'$ betragen.

Alle diese Skalenoeder zeigen noch deutlich die Streifung nach dem Spaltungsrhomboeder, die zu etwa 78^0 gemessen werden konnte, während das Spaltungsrhomboeder des Calcites allerdings nur $74^0\,55'$ anweist. Diese Differenz ist jedenfalls durch eine geringe Deformation des Primärrhomboeders bei der Pseudomorphosierung zu erklären.

Außer diesen verhältnismäßig recht scharf ausgebildeten Pseudomorphosen konnten an einer handgroßen Druse, die Herr Obergeometer Dittmar in Weiden (Oberpfalz) durch Vermittlung von Herrn Dr. Steinmetz in bereitwilligster Weise zur Verfügung stellte, ganz rauhe, durch Quarz erfüllte, aber unscharfe Skalenoeder festgestellt werden, bei denen als Quarzsubstanz durch Eisenoxyd schwach rötlich gefärbte Bergkriställchen (Eisenkiesel) auftraten, welche die bekannten dunkelvioletten Fluorithexaeder des Wölsenberges so häufig inkrustieren.

Es soll nicht unerwähnt bleiben, daß auch papierdünne, allerdings etwas beschädigte, Hohlformen von Skalenoedern, z. T. konzentrisch ineinander gewachsen, mit deutlicher rhomboedrischer Spaltungstreifung, an einem Fundstück beobachtet wurden.

II. Rhomboedrische Form.

Auch diese Pseudomorphosen, deren Vorkommen, wie es scheint, auch wieder an die Hornsteinbank gebunden ist, fand ich in mehreren Stufen. Zudem stellte Herr Obergeometer Dittmar-Weiden

seine Funde auch hier wieder bereitwilligst zur Verfügung, wofür ihm mein verbindlichster Dank abgestattet sei.

Die Rhomboeder wechseln in ihrer Farbe von braun über gelb bis weiß. Schon mit freiem Auge läßt sich bei ihnen die Quarzsubstanz als solche feststellen. Die bis zu 2 cm langen, nicht frei ausgebildeten, mehr oder weniger gekrümmten Kristalle sind entweder von rauher, kariöser Oberfläche, oder sie sind verhältnismäßig glatt und die Oberfläche wird dann von einer ungefähr millimeterdicken ganz dichten Quarzschicht gebildet, unter der die Hohlform, wie es scheint, nachträglich mit grobkristallischem Quarz ausgefüllt wurde, der im Dünnschliff z. T. schönen zonaren Aufbau und ausgesprochen Pflasterstruktur zeigt.

Infolge der rauhen Oberflächenbeschaffenheit waren kristallographische Messungen, welche die Natur dieser Pseudokristalle eindeutig beweisen konnten, nicht durchzuführen und es lag daher nahe, nachdem die skalenoedrischen Kalkspatformen zweifellos vorhanden sind, diese Formen, die bis jetzt fast durchgehends einen sehr würfelförmigen Habitus aufweisen, als rhomboedrische Calcitformen anzusprechen. Es kämen hiefür nur sehr würfelähnliche Rhomboeder in schlechter Ausbildung in Betracht. Bemerkenswert jedoch ist es, daß all diesen Rhomboedern die bei den Skalenoedern vorhandene, so deutlich entwickelte Streifung vollständig fehlt.

Es soll daher nicht unterlassen werden, auf die Möglichkeit hinzuweisen, daß die ursprüngliche Muttersubstanz dieser scheinbar rhomboedrischen Formen auch Fluorit gewesen sein könnte, so daß also eine Pseudomorphose von Quarz nach Flußspat und nicht nach Kalkspat vorliegen würde. Bei dieser Deutung kämen als Kristallformen Hexaeder mit Vizinalflächen in Frage. Daß derartig verzerrte und dadurch etwas rhomboedrisch gewordene Fluorithexaeder, mit unregelmäßigen Streifen und Absätzen auf den Flächen, am Wölsenberge — wenn auch selten — vorkommen, beweist ein in der Sammlung des Herrn Dittmar befindlicher Fluoritkristall von 3 cm Kantenlänge, bei welchem die drei Kanten in einer Ecke unter den Winkeln von 111°, 95° und 92° so zusammenstoßen, daß er einen vollständig rhomboedrischen Habitus aufweist.

Allein noch eine andere recht interessante Beobachtung brachte mich außerdem auf die Möglichkeit einer Pseudomorphose von Quarz nach Flußspat. Ich habe speziell am Wölsenberg (auf den Halden der Bauer'schen Gruben) in den auf dem Pfahlschiefer resp. Hornstein aufliegenden Flußspatschichten ziemlich häufig gut ausgebildete Fluoritwürfel und Oktaeder von 0,5—1,0 cm Kantenlänge auffinden können, die vollständig von farblosen winzigen Bergkriställchen inkrustiert sind. Bei einigen wenigen dieser Kristalle hatte sich sogar der Quarz schon in das Innere der Fluoritformen eingefressen, so daß hier ohne Zweifel die halb-

fertige Umwandlungspseudomorphose von Quarz nach Flußspat vorliegt.

Ich werde meine Beobachtungen fortsetzen und hoffe, daß es mir noch gelingen wird, weiteres Material beizubringen, das die einwandfreie Deutung dieser interessanten Erscheinungsformen zuläßt.

München im März 1913.

Untersuchungen über das Verhältnis von Chalcedon und Quarzin zu Quarz.

Von **W. Wetzel** in Kiel (Mineralog. Institut).

Inhaltsübersicht.

	Seite
Einleitendes	356
Vergleichende Beschreibung der Eigenschaften von Quarz, Quarzin und Chalcedon.	
Übereinstimmende Eigenschaften	357
Unterschiedliche Eigenschaften	358
Lichtbrechung	358
Doppelbrechung	358
Spezifisches Gewicht	359
Habitus	359
Opalgehalt	359
Thermische Veränderlichkeit der Doppelbrechung	360
Erklärung der Hauptunterschiede unter Annahme einer einzigen Modifikation.	
Lichtbrechung und spezifisches Gewicht	362
Doppelbrechung	365
Schlußbemerkung über die Unterschiede im Habitus und im Opalgehalt	366

Einleitendes.

Quarzin ist 1890 von Michel-Lévy und Munier-Chalmas als Mineralart aufgestellt worden, und zwar mit einem Hauptmerkmal: Faserachse // c. Dagegen hat der Chalcedon im Sprachgebrauch Michel-Lévy's (= Chalcedonit Lacroix) a in der Faserachse. An Stelle einer eingehenderen Definition der beiden Erscheinungsformen des SiO_2, die bei der auffallenden Verschiedenheit der bisherigen Diagnosen[1] nicht mit kurzen Worten abzumachen ist, zähle ich weiter unten die übereinstimmenden und unterschiedlichen Eigenschaften von Quarz, Quarzin und Chalcedon auf. Die Nach-

[1] In der neuesten Auflage der Rosenbusch-Wülfing'schen Hilfstabellen zur mikroskopischen Mineralbestimmung (III e) sind beispielsweise für die Lichtbrechung und die Doppelbrechung des „rhombischen" Chalcedons die Wallerant'schen Daten für Quarzin angegeben.

prüfung bisheriger Angaben und die Feststellung noch nicht zuvor beschriebener Eigenschaften geschah hauptsächlich an Präparaten von Drusen-Füllungen, die sich in einem chalcedonisierten Geschiebeholz cretacischen Alters von Holtenau finden und die aus schönen zentrogenen Sphärolithen von Chalcedon und Quarzin nebst Gruppen von Quarz bestehen[1].

Die Frage nach den Modifikationen, die den drei Körpern Quarz, Chalcedon und Quarzin zugrunde liegen, hat man bisher recht verschiedenartig beantwortet.

Die Annahme einer einzigen Modifikation findet sich bereits 1890 bei Le Chatelier[2], der Chalcedon mit Quarz identifizierte, und 1892 bei Michel-Lévy und Munier-Chalmas[3], welche Forscher indessen eine hypothetische zweiachsige Substanz als Grundelement unserer drei Körper betrachteten, und 1897 bei Wallerant[4], der überall trikline Grundelemente annahm; wiederum α-Quarz als einzige Modifikation nehmen an: 1901 Beckenkamp[5], 1908 Hein[6], 1911 Mügge[7], 1911 Brauns[8] und 1912 Schneiderhöhn[9].

Zur Annahme verschiedener Modifikationen neigen wohl 1885 Rosenbusch[10], 1907 Stein[11] und 1911 Wülfing[12].

Vergleichende Beschreibung der Eigenschaften von Quarz, Quarzin und Chalcedon.

Übereinstimmende Eigenschaften.

Die drei Körper gleichen einander in Folgendem: 1. Der optische Charakter aller ist positiv; 2. sie sind einachsig — für Chalcedon hatte schon Wülfing l. c. die Einachsigkeit vermutet, ich machte diese Annahme a. a. O. weiterhin sowohl für Chalcedon wie für Quarzin wahrscheinlich —; 3. die Schraubenachse der

[1] Die spezielle mineralogische, wie auch geologische und paläontologische Beschreibung dieses Vorkommens geschah unter dem Titel „Über ein Kieselholzgeschiebe mit Teredonen aus den Holtenauer Kanal-Aufschlüssen" im VI. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. 1913.

[2] Le Chatelier, Bull. Soc. franç. Min. **13**. p. 112 u. 123—129 (Mallard u. Le Chatelier).

[3] Michel-Lévy et Munier-Chalmas, Bull. Soc. franç. Min. **15**. p. 159 ff.

[4] Wallerant, Bull. Soc. franç. Min. **20**. p. 52—100.

[5] Beckenkamp, Zeitschr. f. Krist. **34**. p. 582. 1901.

[6] Hein, N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. XXV. p. 182—231. 1908.

[7] Mügge, dies. Centralbl. 1911. p. 193—196.

[8] Brauns, dies. Centralbl. 1911. p. 465.

[9] Schneiderhöhn, N. Jahrb. f. Min. 1912. II. p. 1—32.

[10] Rosenbusch, Mikr. Phys.

[11] Stein. Zeitschr. f. anorgan. Chemie. **55**. p. 159 ff. 1907.

[12] Wülfing, Sitzungsber. Heidelb. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. 1911. Abh. 20.

gedrillten Chalcedonfasern, die Schraubenachse der makroskopisch „gewundenen Rauchquarze" und die Krümmungsachse der gekrümmten Quarzinfasern liegen alle drei // a, d. h. senkrecht zur Hauptachse[1].

Unterschiedliche Eigenschaften.

In vielfacher Hinsicht erscheinen die drei Körper einander zwar ähnlich, aber nicht gleich.

Lichtbrechung. Quarzin steht mit den Brechungsexponenten $\varepsilon_{Na} = 1{,}544$ und $\omega_{Na} = 1{,}533$ — von Wallerant 1897 l. c. an Material von Cuise bei Paris gemessen — zwischen Quarz mit $\varepsilon_{Na} = 1{,}5533$ und $\omega_{Na} = 1{,}5442$ einerseits und Chalcedon mit $\varepsilon_{Na} = 1{,}539$ und $\omega_{Na} = 1{,}531$ — von Wülfing 1911 l. c. an Material unbekannten Fundorts gemessen — anderseits[2]. Ich bestimmte die Lichtbrechung an zwei dünngeschliffenen Stücken reinen, ziemlich parallelfaserigen Chalcedons meines oben erwähnten Materials (Drusenfüllung im Feuerstein-Geschiebe von Holtenau). Nach der Methode Schroeder van der Kolk's und auch auf dem Totalreflektometer fand ich $\varepsilon_{Na} = 1{,}539 \pm 0.002$ und $\omega = 1{,}531 \pm 0{,}002$. Bezüglich der auffallenden Übereinstimmung dieser Daten mit denen Wülfing's sei hervorgehoben, daß die beiderlei Objekte auch sonst gewisse Ähnlichkeit zeigen.

Doppelbrechung. Wie sich aus obigen Lichtbrechungsdaten ergibt, steht hinsichtlich der Doppelbrechung der Quarz mit 0,0091 zwischen Quarzin mit 0,011 und Chalcedon mit 0,008(5).

---

[1] Bekanntlich zeigen auch Quarze in Gesteinsdünnschliffen Spuren von Verbiegung, für die aber die Achsen noch nicht genau bestimmt sind (nach Mügge, N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. X. 1895—1896. p. 767, sind sie jedenfalls von der c-Richtung verschieden). Hinsichtlich der Windung der Rauchquarze stehen die Erklärungen Tschermak's (Zwillingsbildung) und Bombicci's (Torsion während des Wachstums in gelatinösem Medium) einander unvermittelt gegenüber. — Man hat, worauf mich Herr Prof. Johnsen freundlichst aufmerksam machte, auch die Elastizitätseigenschaften von Chalcedon und Quarz vom Standpunkte der Modifikationseinheit verglichen (W. Voigt, Nachr. d. Kgl. Ges. d. Wiss. Göttingen. 1890. p. 544, u. Kristallphysik. 1910. p. 964). Der Quotient c/c_1 bezw. a/b der Voigt'schen Elastizitätskonstanten ist für Chalcedonaggregat nahezu ebenso groß, wie er sich für ein dichtes Quarzaggregat aus den für Quarzkristalle geltenden Werten berechnen läßt. Man konnte bei dieser Berechnung also den für Chalcedonaggregate anzunehmenden Opalgehalt (s. unten) vernachlässigen, was erklärlich ist, da c/c_1 des Opals von obigen Quotienten auch kaum abweicht, während der Elastizitätsmodul (E) des Opals halb so groß wie derjenige des Chalcedonaggregates und $^2/_5$ so groß wie der größte Elastizitätsmodul des Quarzes ist.

[2] Quarzin steht mit beiden Brechungsexponenten dem Canadabalsam mit $n = 1{,}541—1{,}533$ besonders nahe. Alle drei Körper brechen das Licht erheblich stärker als amorphes $Si\,O_2$.

Letzteren Wert bestimmte ich auch durch direkte Messung an meinen obigen Präparaten.

Spezifisches Gewicht. In anderer Reihenfolge als hinsichtlich der Lichtbrechung und der Doppelbrechung steht hinsichtlich des spezifischen Gewichtes der Chalcedon mit 2,586 — bestimmt an obigem auch hinsichtlich der Lichtbrechung von mir untersuchten Materiale — zwischen Quarz mit 2,657 einerseits und Quarzin mit 2,576 — nach Wallerant's Bestimmung — anderseits[1].

Habitus. Quarzin und Chalcedon unterscheiden sich bekanntlich durch die Orientierungen der Faserachse, m. a. W. durch den optischen Charakter der Sphärolithe, der beim Quarzinsphärolith +, beim Chalcedonsphärolith — ist; mit diesem Unterschied hängt zusammen, daß die Chalcedonfaser, weil $\perp$ zur optischen Achse c gestreckt, gedrillt erscheinen, d. h. zwischen gekreuzten Nicols das charakteristische Oszillieren der Polarisationsfarbe zeigen kann, während die Quarzinfaser, weil // zur optischen Achse c gestreckt, keine Drillung zeigen kann; anderseits pflegen Quarzinfasern um a, d. h. um Richtungen senkrecht zu ihrer Faserachse, gekrümmt zu sein, Chalcedonfasern nicht[2]. In der Ausbildungsweise steht also der Quarzin dem Quarz näher als der Chalcedon; daher gehen, wo die charakteristische zonare Abgrenzung der drei SiO_2-Ausscheidungen zu beobachten ist (a. a. O. näher beschrieben), die Zonen von Quarzinsphärolithen häufiger und weniger scharf abgesetzt in Quarzzonen über als die Zonen der Chalcedonsphärolithe in Quarz- oder Quarzinzonen.

Opalgehalt. Die mikroskopisch feine „Opalschichtung", die in Chalcedon-Drusen mehrfach beobachtet worden ist und die ich a. a. O. als Sonderfall des Liesegang'schen Austrocknungsrhythmus'[3] ansprach, ist beim Quarzin sehr selten (mir nur in zwei Fällen bekannt). Daß es sich bei der Opalschichtung um Querschichten von abwechselnd opalreicher und opalarmer Fasersubstanz handelt, welche Schichten kontinuierlich von jeder Faser in die Nachbarfaser unter Bildung konzentrischer Zonen

[1] In der Literatur finden sich verschiedentlich größere Dichten für Chalcedon angegeben, so von Barvir, Sitzungsber. d. böhm. Ges. d. Wiss. 1897. No. 14, 2,591—2,616 für Chalcedon von Mohelno.

[2] Es gibt sehr unregelmäßige sphärolithische Chalcedonaggregate, in denen die Fasern nicht gedrillt sind, aber gekrümmt erscheinen, freilich durchaus nicht so gleichmäßig und einheitlich, wie die Fasern normaler Quarzinsphärolithe; soweit es sich erkennen läßt, handelt es sich in ersterem Falle mehr um einen Fiederbau mit Verzweigung und Knickung. Es erscheint berechtigt, von einer und nur einer strukturell analogen Tendenz zu Verbiegungen bei Quarzin, Chalcedon und Quarz zu sprechen, wie denn auch oben die als Krümmungsachse fungierende a-Richtung in ihrer für die drei Körper gemeinsamen Bedeutung gewürdigt wurde.

[3] Dies. Centralbl. 1911. p. 497—507.

der Faserbündel übersetzen, wird durch die Lichtbrechungsunterschiede wahrscheinlich [1]. Eine auf Opalgehalt zurückzuführende optische Eigentümlichkeit kann bei allen drei Erscheinungsformen des kristallisierten SiO_2 auftreten, nämlich die Farben trüber Medien [2]. Immerhin bestehen auch hinsichtlich des Opalgehaltes gewisse Unterschiede, namentlich zwischen Quarzin und Chalcedon. Das zeigen, abgesehen von dem beschränkten Vorkommen von Opalschichtung beim Quarzin, folgende Erhitzungsversuche recht deutlich: Eine Anzahl dünngeschliffener Aggregate von Chalcedon, Quarzin und Quarz wurden unter dem Erhitzungsmikroskop auf einem Quarzglas-Objektträger erhitzt, wobei das Auftreten von Trübung, von Farben trüber Medien, bis zu schließlich totaler Undurchsichtigkeit, der Präparate zu beobachten war; und zwar waren die dabei gemessenen Temperaturen nicht, wie nach Wallerant [3] und Lacroix [4] anzunehmen, immer die der Rotglut (525°), sondern verschieden, je nachdem Chalcedon, Quarzin oder opalhaltiger Quarz vorlag, und beim Chalcedon außerdem je nach der Varietät. Die Trübung ist bereits von anderen Autoren (s. Lacroix l. c.) guten Grundes auf das Entweichen des Opal-Wassers zurückgeführt worden. Trotz der der Versuchsanordnung anhaftenden Ungenauigkeit der Temperaturmessungen ließ sich ersehen, daß die Trübung des Quarzins in dem von mir untersuchten Material bei ca. 375° beginnt und bei ca. 450° vollständig ist (Schliffe No. 1 b u. 1 c), daß gedrillter und zugleich opalgeschichteter Chalcedon bei ca. 460° getrübt wird (Schliff 1 a), während solcher ohne Opalschichtung erst bei 470°—530° (Schliff 1 c) und solcher ohne Opalschichtung und ohne Drillung (ein Präparat von Island) erst bei noch höherer Temperatur Trübung zeigt. In einigen Fällen begann die Trübung des Chalcedons mit beginnender Rotglut (525°) (Schliffe 8 b, 27, 28; und zwar in Schliff 8 b zunächst auch nur an denjenigen Stellen der Sphärolithe, wo Opalschichtung angedeutet war, die übrigens trotz der Trübung kenntlich

[1] Die opalreichen Schichten sind oft nur 1 μ breit, die mit ihnen abwechselnden opalärmeren 3 2 μ, der Opalreichtum der ersteren bedingt keine merkbare Erniedrigung der Interferenzfarbe der Chalcedonfasern. Ähnlicher Zonarbau wurde a. a. O. vom Quarz beschrieben. Bei ihm sind die Zonen parallel der ebenflächigen Umgrenzung orientiert beim Chalcedon parallel dem Sphärolithumriß, m. a. W. konzentrisch-kugelschalig.

[2] Genauere Angaben über opalhaltigen Quarz (Blauquarz) sollen demnächst erfolgen.

[3] Wallerant. Bull. Soc. franç. Min. 20. 1897.

[4] Lacroix. Mineralogie de France. III. 1901. p. 121; übrigens spricht Lacroix bereits von „opale interposée", im Gegensatz zu Wallerant, der im Quarzin hygroskopisches Wasser annimmt, bei dessen Verlust sich der Quarzin trübt.

blieb [1]. Außerdem wurde eine Anzahl Präparate längere Zeit hindurch der Temperatur bestimmter siedender Flüssigkeiten ausgesetzt, in die sie teils unmittelbar hineingehängt, teils am Boden langer, einseitig zugeschmolzener Glasröhrchen liegend eingeführt wurden, welche bis zu Höhen von 5—10 cm von der siedenden Flüssigkeit umspült wurden. Erhitzung in Xylol, Anilin, Naphtalin, Benzoesäure, Glyzerin ergab keinerlei Veränderung. Bei 360° (siedendes Stearin) zeigten sich kaum schwache Anfänge von Trübung des Quarzins, obwohl die Erwärmungsdauer je $1\frac{1}{2}$ Stunden und mehr betrug. Bei 445° (siedender Schwefel) wurde der Quarzin in Schliff No. 29 getrübt. Bei einer nicht genau bestimmten Temperatur zwischen 445° und 525° [2] wurde der Quarzin der Schliffe 27 u. 28 total undurchsichtig und außerdem der opalhaltige Quarz in Schliff 15 partiell getrübt, während die Chalcedonpräparate bis dahin kaum eine Trübung zeigten, nur Schliff 19 in geringem Maße. Es zeigte sich dabei als nicht gleichgültig, ob die Schliffe sich einmal unmittelbar in kochendem Xylol und in kochendem Anilin befunden hatten oder nicht. War ersteres der Fall, so wurde die Trübung bei der späteren, höheren Erhitzung anscheinend verzögert, dagegen trat durch die Destillationsresiduen der eingedrungenen obigen Kochflüssigkeiten eine Braunfärbung der Chalcedonsphärolithe auf, und zwar schichtweise verschieden, nämlich in denjenigen Sphärolithzonen am intensivsten, die frei von Opalschichtung und primärer Trübung durch verunreinigenden Opal waren.

Bei der chemischen Analyse der von mir untersuchten Drusenfüllungen ging während der Trocknung der gepulverten Substanz bei 120° bereits der Wasserverlust im wesentlichen vor sich, was nach Bischof (Lehrb. chem. Geologie. II. 1864. p. 840) auch für gepulverten Opal gilt.

Thermische Veränderlichkeit der Doppelbrechung.

Daß den drei Erscheinungsformen der SiO_2 trotz der aufgezählten Unterschiede nur eine Modifikation zugrunde liegt, wird durch eine andere Beobachtung am erhitzten Chalcedon (Schliffpräparate 27 u. 28 der oben erwähnten Drusenfüllnng) sehr wahrscheinlich, nämlich dadurch, daß der Chalcedon während der Temperatursteigerung die nämliche Abnahme der Doppelbrechung zeigt wie der Quarz, wobei er sich vermutlich auch einem Umwandlungspunkt bei 573° nähert. Ich

[1] Verschiedene Versuche, die Trübungen durch nachträgliches Imbibieren mit Wasser und anderen Flüssigkeiten rückgängig zu machen blieben erfolglos; der Opal hatte sein Absorptionsvermögen für die Flüssigkeiten eingebüßt.

[2] Erhitzung in $SnCl_2$-Schmelze, die weit unterhalb ihres Kochpunktes (ca. 603°) Zersetzung und Sublimation erfuhr.

beobachtete die Veränderung u. d. M. bis hinauf über 525° (Rotglut); bis dahin fiel die Interferenzfarbe des im Schliff 27 enthaltenen Quarzes von Grüngelb zweiter Ordnung auf Blaugrün derselben Ordnung, die Farbe des Chalcedons von Blau zweiter Ordnung auf Rotviolett erster Ordnung; entsprechend verhielt sich Schliff 28, wo Quarz den gleichen Farbenwechsel zeigte, Chalcedon von Blaugrün zweiter Ordnung zu Blau derselben Ordnung wechselte. Die bisherigen Untersuchungen über die Temperaturkoeffizienten des Volumens und der spezifischen Wärme des Chalcedons ergaben widersprechende Resultate[1] und sind, wie ich a. a. O. ausführte, auch aus anderen Gründen nicht sehr beweiskräftig.

Erklärung der Hauptunterschiede unter Annahme einer einzigen Modifikation.

Von dem somit fester begründeten Standpunkte der Modifikationseinheit aus müssen nunmehr die vorher beschriebenen Unterschiede erklärt werden.

Lichtbrechung und spezifisches Gewicht.

Die Lichtbrechung des Chalcedons und Quarzins ist niedriger als die des Quarzes infolge der ihnen eigenen Verunreinigung mit Opal. Diese Erklärung deutete bis zu gewissem Grade schon Hein l. c. an[2]. Hinzuzusetzen ist, daß die Unterschiede im spezifischen Gewicht gleichzeitig mit erklärt werden können. Wallerant hat in der Annahme, Quarzin sei ein lockeres, Quarz ein dichteres Gebäude aus gewissen Bauelementen, das Gladstone'sche Gesetz $\frac{n-1}{d} = \text{konst.}$ auf Quarz und Quarzin angewandt. Zwar stimmen die so aus der Lichtbrechung des Quarzins für den Quarz berechneten Brechungsindizes mit den experimentell gefundenen überein, aber darauf kann kein Gewicht gelegt werden, da Wallerant in seine Rechnung als Dichte des Quarzes den abnorm niedrigen Wert 2,622 eingeführt hat[3].

Da nun wohl unsere spezifisch leichten SiO_2-Varietäten als opalhaltiger Quarz aufzufassen sind, und deren Lichtbrechung wahrscheinlich ohne großen Fehler der Lichtbrechung eines Gemisches zweier Flüssigkeiten mit den Brechungen des Quarzes und des Opals gleichzusetzen ist, so berechnete ich die Lichtbrechung n des Wallerant'schen Quarzins sowohl wie die meines Chalcedons

[1] Vergl. z. B. Le Chatelier, Bull. Soc. franç. Min. **13**, 1890. und Stein, Zeitschr. f. anorg. Chemie. **55**. 1907.

[2] Irrtümlicherweise schreibt dieser Autor seinen Gedanken Wallerant zu, dessen oben wiedergegebener Erklärungsversuch den Opalgehalt nicht heranzieht.

[3] Diesen Wert stellte W. an einem mit seinem Quarzin vergesellschafteten, offenbar wenig homogenen Quarzaggregat fest.

aus folgender Gleichung zwischen den Lorenz'schen Ausdrücken für spezifische Refraktion und den Mischungsanteilen:

$$\frac{n^2-1}{n^2+2}\cdot\frac{100}{d}=\frac{n_1^2-1}{n_1^2+2}\cdot\frac{p}{d_1}+\frac{n_2^2-1}{n_2^2+2}\cdot\frac{100-p}{d_2}=S_1+S_2$$

$$n_2=\frac{1+2\,(S_1+S_2)\,{}^d/_{100}}{1-\quad(S_1+S_2)\,{}^d/_{100}}$$

Hier bedeutet d die Dichte der Mischung, n_1 und d_1 Lichtbrechung und Dichte der ersten Mischungskomponenten (Quarz), n_2 und d_2 Lichtbrechung und Dichte der zweiten Mischungskomponente (Opal) und p den Quarzgehalt der Mischung in Gewichtsprozenten; p berechnete ich unter der Annahme additiven Verhaltens der spezifischen Volumina aus der Gleichung $\frac{p}{d_1}+\frac{100-p}{d_2}=\frac{100}{d}$. Aus den für Opale in der Literatur verzeichneten n- und d-Werten wählte ich je einen extrem hohen und extrem niedrigen zum Einsetzen in unsere Gleichungen aus und erhielt so für ω und ε des Quarzins und des Chalcedons vier Wertpaare, die zur Hälfte gut, zur Hälfte schlecht zu den beobachteten Werten passen. Es kann, wie weiter unten auszuführen ist, nicht als Zufall angesehen werden, daß sich für Quarzin gut stimmende Werte ergaben, wenn ein Opal mit extrem geringer Dichte und extrem geringer Lichtbrechung (Opal I) als Mischungskomponente angenommen wurde, daß die Rechnung dagegen für Chalcedon stimmte, wenn ein Opal mit extrem großer Dichte und hoher Lichtbrechung (Opal II) angenommen wurde[1]:

[1] Der dichteste und am stärksten brechende Opal ist Quarzglas, welchem gewisse natürliche, sehr wasserarme Opale hinsichtlich Dichte und Brechung sehr nahe kommen (Opal II). Anderseits gibt es wasserreiche Opale mit geringer Dichte und geringem Brechungsvermögen, als deren Repräsentant Opal I ausgewählt ist. Indessen lassen sich nicht alle bekannten Opale in eine Reihe nach abnehmendem Wassergehalt und zunehmender Dichte ordnen, wie aus der Analysen-Zusammenstellung in Hintze's Handbuch ersichtlich ist. Abgesehen von den die Dichte beeinflussenden, oft sehr erheblichen Verunreinigungen der Opale, gibt es entwässerte Opale, die durch zu geringe Dichte aus obiger Reihe herausfallen, da sie offenbar an Stelle des verlorenen Wassers feinste, lufterfüllte Hohlräume enthalten. (Opal ist ein „wenig elastisches" Gel [Freundlich, Kapillarchemie, p. 486], dessen Schrumpfungs-Fähigkeit je nach Bildungsbedingungen verschieden früh aufhört.) Auch der Fall eines spezifisch schweren Opals mit auffallend großem Wassergehalt kommt vor; alle diese Verhältnisse erfordern neue und eingehendere Untersuchung. Für unsere Rechnung ist die Annahme jener beiden extremen Opale als feine Beimengung der Quarzaggregate nichtsdestoweniger berechtigt, da schon in frühem Gelstadium unserer Drüsenfüllungen eine weitgehende Differenzierung nach dem Wassergehalt stattgefunden haben dürfte (Opalschichtung u. a. m.), nach der Kristallisation aber eine sekundäre Entwässerung und Lockerung der feinen Opalreste in keinem erheblichen Maße erfolgt sein wird, jedenfalls kaum unter Bildung gaserfüllter kleinster Hohlräume.

		d	p	ε		ω		$\varepsilon-\omega$	
I.	Quarzin . .	2,576	100,00	*1,544*	*1,541*	*1,533*	*1,533*	0,011	0,008
				beob.	berechn.	beob.	berechn.	beob.	berechn.
	Opal I . .	1,9	7,90		1,4401			—	
II.	Quarz . .	2,657	I. 92,10 / II. 86,78	1,5533			1,5442	0.0091	
	Opal II . .	2,2	13,22		1,4588			—	
	Chalcedon[1]	2,586	100,00	*1,539*	*1,538*	*1,531*	*1,531*	0,0085	0,007
				beob.	berechn.	beob.	berechn.	beob.	berechn.

Wurde für Fall I, die relativ leichte Mischung (Quarzin), der spezifisch leichte Opal I gewählt, so wurde von diesem nur eine verhältnismäßig geringe Menge gebraucht, um die an Quarzin beobachtete Mischungsdichte darzustellen; zugleich darf auch wegen der relativ hohen Lichtbrechung der Mischung Quarzin nur die gleiche, geringe Menge des als besonders schwach lichtbrechend zu betrachtenden Opals I in die Rechnung eingesetzt werden; Opal II, auf die Berechnung von ε und ω des Quarzins angewandt, ergibt $p = 84{,}87$ und die schlecht stimmenden Lichtbrechungswerte 1,526 und 1,529. Wurde in Fall II spezifisch schwerer Opal für die relativ schwere Mischung Chalcedon gewählt, so war eine verhältnismäßig große Menge Opal erforderlich, um der beobachteten Mischungsdichte zu entsprechen, gleichzeitig aber auch erforderlich, um mit Hilfe dieses verhältnismäßig stark lichtbrechenden Opals die gegenüber Quarz erheblich verminderte Lichtbrechung des Chalcedons darzustellen; Opal I auf die Berechnung von ε und ω des Chalcedons angewandt, ergibt $p = 93{,}11$ und die schlecht stimmenden Lichtbrechungswerte 1,542 und 1,534. Daß aber im Quarzin ein anderer Opal als im Chalcedon, und zwar ein verhältnismäßig sehr wasserhaltiger, daher spezifisch leichter, stecke, wurde auch durch die Erhitzungsversuche wahrscheinlich gemacht, bei denen die Trübung, d. h. der Wasserverlust, des Quarzins eher, bei reichlich 100^0 niedrigerer Temperatur, eintrat als beim Chalcedon[2]. Bei letzterem darf nach den Erhitzungsversuchen nicht überall das gleiche spezifische Gewicht und die gleiche Lichtbrechung erwartet werden, sondern gewisse Abweichungen von Wülfing's und meinen Werten, je nach den Varietäten des Chalcedons, die auf Grund des Vorhandenseins oder Fehlens von Opalschichtung, Drillung und Trübung, m. a. W. auf

[1] Die Fehlergrenze beträgt für die von mir gemessenen Brechungsexponenten (s. oben) $\pm$ 0,002.

[2] Ursprüngliche Trübung — Farben trüber Medien, wie oben bemerkt — zeigt der Quarzin viel häufiger als der Chalcedon; dabei handelt es sich wohl um wasserreichen Opal, der den Fasern zwischengelagert ist.

Grund verschiedenartiger Verunreinigungen durch Opale zu unterscheiden waren [1].

Doppelbrechung.

Die Unterschiede hinsichtlich der Doppelbrechung unserer drei Körper bedürfen noch besonderer Erklärungen. Naheliegend ist, daß die für Quarz zu niedrigen Interferenzfarben des Chalcedons eine Folge seines feinen Sphärolithfaser-Baues sind. Für das von mir untersuchte Material habe ich beispielsweise ermittelt, daß in normal dünnen Schliffen desselben 10 oder mehr Sphärolithfasern übereinander liegen, und zwar mit bald mehr, bald weniger Opal verkittet, und daß diese Faserpakete auch im Vertikalschnitt noch fächerartigen Bau haben müssen, wie denn auch im Zentrum zentral geschnittener Sphärolithe, wo die Konvergenz der Fasern am stärksten ist, bedeutend niedrigere Interferenzfarben sichtbar sind als an der Peripherie. Immer muß in derartigen Aggregaten die Summe der Gangunterschiede hinter dem Gangunterschied in einer gleich dicken homogenen Platte eines Individuums von der gleichen Kristallart zurückbleiben. Um so erstaunlicher ist nun aber, daß der Quarzin nicht nur keine niedrigere, sondern sogar eine höhere Doppelbrechung als Quarz besitzt; vergl. in obiger Tabelle die Differenz zwischen dem beobachteten und dem berechneten Wert $\varepsilon - \omega$. Hier kann vorderhand nur die Vermutung ausgesprochen werden, daß die Doppelbrechung durch Spannung [2] erhöht ist. Man kann sich vorstellen, daß die etwa beim Austrocknen des primären SiO_2-Gels entstandenen Spannungen während der sekundär eintretenden Auskristallisation des Quarzins anhielten, zumal dieser das Gel in einem relativ frühen, gleichsam unreifen Stadium pseudomorphosiert haben dürfte, da er anscheinend besonders wasserreichen Opal führt. Auch ist vor der Kristallisation des Quarzins keine Differenzierung des Gels im Sinne des Liesegang'schen Austrocknungsrhythmus' erfolgt, wie so häufig beim Chalcedon in Form von Opalschichtung. A. a. O. habe ich darauf hingewiesen, daß die regelmäßige, d. h. zonenbildende

[1] Auch die Drillung des Chalcedons darf vielleicht als Folge eines Opalgehaltes, und zwar wohl einer in fester Lösung enthaltenen Opalmenge, angesehen werden, seit durch Wallerant (Bull. Soc. franç. Min. **30**. 1907) und Gaubert (Bull. Soc. franç, Min. **32**. 1909) gezeigt wurde, daß bei vielen organischen, sphärolithisch kristallisierenden Verbindungen Drillung auftritt, wenn die Fasern bei ihrer Entstehung gewisse Stoffe in fester Lösung aufnehmen. Näheres über die Drillung des Chalcedons und über eine bisher nur vermutete Abhängigkeit derselben von der Opalschichtung bezw. dem zonaren Wechsel im Opalgehalt ist a. a. O. von mir ausgeführt worden.

[2] Dieselbe Vermutung äußert Liesegang in seinem während des Druckes dieser Arbeit erschienenen Werke „Geologische Diffusionen", 1913.

Drillung der Fasern großer Chalcedonsphärolithe eine Erniedrigung der Sphärolith-Symmetrie mit sich bringt, daß die in Ringen oder zum mindesten in Bändern angeordneten Sphärolithe einer Generation eine gemeinsame, an den Drillungszonen orientierte ausgezeichnete Richtung besitzen, die zu der Annahme wirksam gewesener Spannungen führen kann. Der gedrillte Chalcedon von Drusenfüllungen ist vielleicht unter Einwirkung einer Art Ringspannung gewachsen und seine Drillung mag eine Reaktion darauf sein, bei welcher der Spannung nachgegeben wurde[1]. Beim Quarzin konnte nun eine derartige Reaktion nicht erfolgen, da er — als Varietät der Modifikation α-Quarz — in der Faserrichtung keiner Drillung fähig ist; die oben erwähnten Krümmungen der Quarzinfasern stellen weit geringere Deformationen dar als die Drillung der Chalcedonfasern.

Schlußbemerkung über die Unterschiede im Habitus und im Opalgehalt.

Unerklärt bleibt noch die Verschiedenheit der Faserrichtungen in diesen Quarz-Varietäten, die nebeneinander, allerdings zonar gesondert vorkommen, nur allgemein läßt sich behaupten, daß in verschiedenartig ausgebildeten Generationen (Zonen) verschiedene Wachstumsbedingungen trotz nachbarlicher Wachstumsräume geherrscht haben, daß vielleicht der wichtigste Faktor der Formbeeinflussung in dem verschiedenen Wassergehalt, der verschiedenen Konsistenz und Spannung des SiO_2-Gels zu sehen ist. Dann bleibt freilich noch zu erklären, wieso der Zustand des Gels während der Kristallisationen so verschieden sein konnte, daß der restliche Opalgehalt heute noch verschieden ist. Weiterer Aufklärung bedarf auch noch der Opalgehalt selbst seiner molekularen Anordnung und seiner Verteilung nach, welche letztere so verschieden und, wie erwähnt, besonders in manchen Quarzen sehr auffällig ist.

---

[1] Auch die künstlichen Präparate regelmäßig gedrillter, scheibenförmiger Sphärolithe zwischen Objektträger und Deckglas sind unter mechanischem Zwang gewachsen, nicht bloß unter ungünstigen Kristallisationsbedingungen angesichts der Verunreinigungen, denen Wallerant und Gaubert dabei gewiß mit Recht große Bedeutung einräumen (vergl. meine Ausführungen a. a. O.).

Ueber Leucitnephelintinguaitporphyr aus dem Kaiserstuhl.

Von **J. Soellner** in Freiburg i. Br.

Die Untersuchungen von seiten verschiedener Forscher[1] in den letzten Jahrzehnten haben für den Kaiserstuhl den Nachweis geliefert, daß neben den normalen Ergußformen foyaitisch-theralithischer Magmen, wie Phonolithe, Nephelintephrite, Leucittephrite etc., auch eine Reihe melanokrater Ganggesteine entwickelt ist, die der Camptonit-Monchiquitreihe angehören. Ein weiteres für den Kaiserstuhl charakteristisches Ganggestein, der Mondhaldëit. wird von Gruss[2] als saures Spaltungsprodukt eines theralithischen Magmas aufgefaßt, von Rosenbusch[3] dagegen zu den Monchiquiten gestellt.

Wie ich vor kurzem hier mitgeteilt habe[4], ist auch ein der gleichen Kategorie foyaitisch-theralithischer Magmen angehörendes Tiefengestein, Essexit, durch Erosion im Kaiserstuhl freigelegt worden. Aus zahlreichen Einschlüssen eläolithsyenitischen Charakters[5], die sich namentlich in Phonolithen finden, kann geschlossen werden, daß außer Essexit auch ein syenitisches Tiefengestein in der Tiefe ansteht, eine Vermutung, die schon von Rosenbusch gehegt wurde. Zur Gefolgschaft dieser beiden Tiefengesteine sind die bisher bekannt gewordenen melanokraten Ganggesteine[6] des Kaiserstuhls zu rechnen. Wo aber melanokrate Ganggesteine entwickelt sind, sind auch leukokrate zu erwarten. Ich bin nun in der Lage, aus dem von mir gesammelten Material das Vorhanden-

---

[1] Rosenbusch. H., Mikrosk. Physiogr. III. Aufl. 1896. 2. p. 545; — Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart 1898. p. 237. — Graeff. Fr.. Petrographische und geologische Notizen aus dem Kaiserstuhl. Ber. üb. d. 33 Vers. d. Oberrbein. geol. Vereins in Donaueschingen 1900. — Gruss. K., Beiträge zur Kenntnis der Gesteine des Kaiserstuhlgebirges. Tephritische Strom- und Ganggesteine. Mitteil. d. Bad. geol. Landesanst. Heidelberg 1900. p. 85.

[2] Gruss, K., l. c. p. 105 und f.

[3] Rosenbusch, H., Mikrosk. Physiogr. IV. Aufl. Stuttgart 1907. 2. 1. p. 696. — Hier sowohl wie in Rosenbusch. Elemente der Gesteinslehre. III. Aufl. Stuttgart 1910. p. 302, und ebenso in Reinisch, R., Petrogr. Praktikum II. II. Aufl. Berlin 1912. p. 116 findet sich jeweils die irreführende Angabe. der Mondhaldëit enthielte Einsprenglinge von Leucit und Bytownit neben Barkevikit und Augit. Der Mondhaldëit ist jedoch in Wirklichkeit vollständig leucitfrei!

[4] Soellner, J., Über das Auftreten von Essexit im Kaiserstuhl. Dies. Centralbl. 1913. p. 230.

[5] Lacroix, A., Les enclaves des roches volcaniques. Macon 1893. — Graeff, Fr., Zur Geologie des Kaiserstuhlgebirges. Mitteil. d. Bad. geol. Landesanst. Heidelberg. 2. 1892. p. 455.

[6] Die systematische Stellung des Mondbaldëits ist zurzeit noch etwas zweifelhaft. Ich behalte mir vor, dieselbe näher zu fixieren, wenn die Analyse des Essexits. zu dessen Gefolgschaft der Mondhaldëit ohne Zweifel zu rechnen ist, vorliegt.

sein leukokrater Ganggesteine im Kaiserstuhl nachzuweisen, die deutlich den Charakter von tinguaitischen Gesteinen an sich tragen. Es sind vorwiegend zahlreiche Gänge von Nephelintinguaiten in porphyrischer Ausbildung. Auf diese werde ich demnächst in einer weiteren Mitteilung zurückkommen, für heute möchte ich nur über einen Fund eines tinguaitischen Gesteins berichten, das sich von den reinen Nephelintinguaiten durch einen wesentlichen und recht beträchtlichen Gehalt an Leucit unterscheidet. Dieser Fund ist sowohl für den Kaiserstuhl von großer Bedeutung, weil es das erste Vorkommen ist, in dem der Leucit noch fast völlig unzersetzt ist, aber auch für die ganze Gruppe der tinguaitischen Gesteine überhaupt ist dieser Fund von Wichtigkeit, weil, soweit ich aus der Literatur[1] ersehen kann, in wohl allen bisher untersuchten Leucittinguaitvorkommnissen der Leucit immer nur als Pseudoleucit erhalten ist. Den Leucitnephelintinguaitporphyr fand ich in einem losen, etwa zwei Fäuste großen Block auf dem Weg zwischen den Höfen Sauwasen und Himmelburg nordöstlich von Ihringen, auf der Südseite des Kaiserstuhls. Es handelt sich jedenfalls um ein gangförmiges Vorkommen von geringer Ausdehnung, das Anstehende konnte aber bis jetzt noch nicht aufgefunden werden.

Das Gestein ist fast völlig unzersetzt und besitzt auf frischem Bruch eine dunkelgrünschwarze Farbe, herrührend von dem hohen Gehalt an Ägirinaugit und Ägirin. Makroskopisch sind auf dem frischen Bruch ziemlich reichlich Einsprenglinge von gelblichweißem Leucit bis 3 mm Größe zu erkennen. Ausnahmsweise erreichen einzelne Kristalle 4 und 5 mm Durchmesser. Ferner treten zahlreiche, 1—3 mm große, frische, glasige Nephelinkristalle und kleine getrübte Hauynkriställchen auf. Einsprenglinge von Melanit und Ägirinaugit treten ebenfalls deutlich hervor, dagegen fehlen Feldspäte unter den Einsprenglingen vollständig. Auf angewitterten Kluftflächen zeigt das Gestein eine hellgrüne bis bräunlichgelbe Verwitterungsrinde mit zahlreichen feinen Vertiefungen, von ausgewitterten Nephelin-, Leucit- und Hauynkristallen herrührend. Ägirinaugit und Melanit dagegen treten völlig unverwittert reliefartig hervor und sind daher auf der angewitterten Oberfläche besser zu erkennen als auf dem frischen Bruch.

Die mikroskopische Untersuchung lehrt, daß das Gestein bei holokristallin-porphyrischer Struktur sich aus folgenden Mineralien zusammensetzt: Einsprenglinge von Leucit, Nephelin, Hauyn, Ägirinaugit, Melanit und akzessorisch Melilith liegen in einer holokristallinen Grundmasse, die sich im wesentlichen aus Leucit, Hauyn, Ägirinaugit bis Ägirin, Nephe-

[1] Rosenbusch, H., Mikrosk. Physiogr. IV. Aufl. Stuttgart 1907. 2, 1. p. 617.

lin und Sanidin aufbaut. Von akzessorischen Mineralien ist Apatit nur sehr spärlich vertreten, Magneteisen oder Titaneisen fehlen vollständig, es sind von Erzen nur vereinzelte Körner von Eisenkies mit brauner Zersetzungsrinde nachweisbar.

Unter den Einsprenglingen ist bei der mikroskopischen Untersuchung am auffallendsten Nephelin in zahlreichen scharf ausgebildeten und vollkommen frischen Kristallen. Sie sind tafelig nach {0001} mit {0001} und {10$\bar{1}$0} als Begrenzung. Die Täfelchen erreichen Größen von 0,25 mm bis 3 mm und werden bis 1,5 mm dick. Die Spaltbarkeit nach {10$\bar{1}$0} ist deutlich. Der optische Charakter ist negativ. Ausgezeichnet ist der Nephelin durch oft zahlreiche Einschlüsse von Melanit und Ägirinaugit, zuweilen in zentraler Häufung.

Nächst Nephelin ist in fast gleich großer Menge Hauyn[1] unter den Einsprenglingen vertreten. Er ist durchschnittlich etwas kleiner als Nephelin und im Gegensatz zu diesem stark getrübt und in ein Aggregat von schwach doppelbrechenden Zeolithen umgewandelt. Hie und da ist noch eine Andeutung von Zonarstruktur wahrzunehmen.

Von besonderer Bedeutung für das Gestein ist die Anwesenheit von Leucit unter den Einsprenglingen. Größere Kristalle von 1,5 mm bis 3 mm, selten 4—5 mm Durchmesser findet man im Schliff immer nur vereinzelt, reichlicher sind dagegen kleinere Leuciteinsprenglinge von 0,25 bis 0,5 mm Durchmesser. Alle sind streng idiomorph entwickelt mit scharfen achtseitigen Umrißlinien. Die großen Einsprenglinge sind fast vollkommen frisch, wasserklar durchsichtig, mit allen Eigenschaften des Leucits, wie schwacher Doppelbrechung und polysynthetischer Zwillingslamellierung. Nur von den Rändern her sind manche der großen Kristalle stellenweise getrübt. Die kleineren Einsprenglinge sind in dicken Schliffen völlig grau trüb undurchsichtig und haben im reflektierten Licht ein kaolinartig weiß trübes Aussehen. Zwischen gekreuzten Nicols sind jedoch auch diese scheinbar ganz trüben Kristalle noch alle deutlich doppelbrechend und zeigen noch die gleiche polysynthetische Zwillingslamellierung wie die frischen. In sehr dünnen Schliffen, in denen naturgemäß die Doppelbrechungserscheinungen nur noch sehr schwer zu beobachten sind, erkennt man, daß auch in den kleinen Einsprenglingen die zentralen Partien noch völlig klar durchsichtig sind und aus frischer Leucitsubstanz bestehen, und daß nur die Randpartien getrübt sind. Vereinzelt enthalten große Leuciteinsprenglinge Einschlüsse von Melanit und Ägirinaugit.

[1] Da die Kristalle meist zersetzt sind, läßt sich mit Sicherheit nicht entscheiden, welches Glied der Sodalithgruppe vorliegt. Nach Analogie mit anderen Kaiserstühler Vorkommnissen wird das Mineral vorläufig als Hauyn bezeichnet.

Feldspäte fehlen unter den Einsprenglingen vollkommen. Unter den dunklen Gemengteilen sind 0,1 bis 1 mm große Kriställchen von Melanit ziemlich häufig. Sie zeigen die für den Kaiserstühler Melanit so charakteristische Zonarstruktur, bedingt durch wiederholten Wechsel von hell- und dunkelbraunen Zonen. Der Melanit enthält häufig Einschlüsse von Ägirinaugit und tritt seinerseits als Einschluß in Nephelin und Leucit auf.

Der wichtigste dunkle Gemengteil ist Ägirinaugit in 0,5 bis 1,5 mm großen Kriställchen, säulig nach der c-Achse und zugleich tafelig nach {100}. Zwillingsbildung nach {100} ist hie und da entwickelt. Die Farbe des Ägirinaugits ist grasgrün mit deutlichem Pleochroismus. a grasgrün, b hellgrün, c gelblichgrün. Die Auslöschungsschiefe beträgt a : c im spitzen Winkel $\beta = 35^0$. Die Kristalle sind durchweg von einem schmalen dunkelgrünen Saum von ebenfalls Ägirinaugit mit a : c = 20^0 umgeben. Vereinzelt wurde ein 2 mm großer Ägirinaugitkristall beobachtet, der einen größeren Kern von rötlichviolettem Titanaugit enthielt. Dieser ist mit rotbraunem Biotit durchwachsen, ganz wie es der Titanaugit des Essexits[1] zeigt. Außerdem enthält dieser Titanaugitkern zahlreiche Einschlüsse eines fast farblosen, stark licht- und doppelbrechenden Minerals, wahrscheinlich Titanit, während sonst Titanit in dem Tinguait nicht nachweisbar ist. Dieser Titanaugitkern ist jedenfalls ein Fremdling in dem Tinguait und stammt allem Anschein nach aus durchbrochenem Essexit.

Als akzessorisches Mineral kommt unter den Einsprenglingen noch Melilith in Frage. Es sind eine Reihe von leistenförmigen Durchschnitten, im Mittel 0,4 bis 0,6 mm lang und 0,07 bis 0,14 mm breit. Der Melilith ist von den Rändern her größtenteils in ein gelblich gefärbtes faseriges, schwach licht- und doppelbrechendes Mineral umgewandelt, in der Mitte sind aber meist Reste von frischem Melilith mit kräftiger Lichtbrechung und schwacher negativer Doppelbrechung vorhanden. Die Melilithkriställchen sind von einem dichten Kranz dunkelgrüner Ägirinaugitnädelchen umrahmt.

Akzessorisch treten noch vereinzelt bis 0,7 mm große Körner von Eisenkies mit dünner Brauneisenrinde auf. Sonst fehlen Erze vollständig. Apatit ist spärlich vorhanden.

Die Grundmasse ist holokristallin entwickelt und setzt sich hauptsächlich aus einem dichtgedrängten Mosaik von kleinen idiomorphen Hauyn- und Leucitkriställchen zusammen. Die Größe derselben schwankt von 0,01 mm bis 0,08 mm. Im Durchschnitt beträgt sie meistens 0,04 bis 0,05 mm. Der Hauyn der Grundmasse ist schwach trüb und z. T. schon in der gleichen Weise wie die Ein-

[1] J. Soellner, Über das Auftreten von Essexit im Kaiserstuhl. Dies. Centralbl. 1913. p. 230.

sprenglinge in schwach doppelbrechende Aggregate umgewandelt. Der Leucit zeigt die gleiche Trübung wie die kleinen Leucit-einsprenglinge und erscheint in dicken Schliffen im reflektierten Licht ebenfalls kaolinartig weiß trüb. In solchen Schliffen läßt sich mit Hilfe von Gipsblättchen Rot I. Ordnung deutlich beobachten, daß der Leucit der Grundmasse noch doppelbrechend ist und die charakteristische polysynthetische Zwillingslamellierung besitzt. Es liegt also auch hier nur eine beginnende Umwandlung vor, aber keine vollendete. Dies ergibt sich auch aus dem Studium sehr dünner Schliffe, in denen selbst bei sehr kleinen Leucitkriställchen noch die zentralen Teile völlig frisch wasserklar sind, während nur die Randpartien durch Umwandlung getrübt sind. Die Menge des Leucits ist in der Grundmasse eine recht beträchtliche, sie erreicht aber die des Hauyns nicht vollständig. Die Menge des Leucits und die Verteilung desselben läßt sich am besten in dicken Schliffen und im reflektierten Licht erkennen, weil hier der Leucit sich infolge seines kaolinartig weiß trüben Aussehens kräftig von allen anderen Mineralien abhebt.

Nächst Hauyn und Leucit der wichtigste Gemengteil der Grundmasse ist ein saftgrüner Pyroxen von ausgesprochener Nadelform. Die Nädelchen erreichen im allgemeinen Längen von 0,03 mm bis höchstens 0,1 mm und eine Dicke von 0,0015 bis 0,006 mm. Der chemische Charakter schwankt von Ägirinaugit mit $a : c = 20^0$, entsprechend dem äußersten Saum der Ägirinaugiteinsprenglinge, bis zu anscheinend reinem Ägirin. Die Menge der Nädelchen ist außerordentlich groß, sie schmiegen sich mit Vorliebe den Konturen des Hauyns und Leucits der Grundmasse an, einen charakteristischen dunkelgrünen Rahmen um dieselben bildend. Sie ragen nie in den Hauyn und Leucit hinein, sind also deutlich jünger als diese. An Stellen, wo Hauyn und Leucit nicht sehr eng beisammen liegen, sieht man in der Regel einen dicht gedrängten Filz von wirr durcheinander liegenden Nädelchen. All die feinen Lücken zwischen diesen drei Grundmassegemengteilen, besonders deutlich da, wo Hauyn und Leucit mehr getrennt liegen, werden durch eine farblose wasserklare Zwischenklemmungsmasse ausgefüllt, welche deutlich schwache Doppelbrechung besitzt. Größtenteils besteht diese Füllmasse aus Nephelin, zum kleineren Teil aus Sanidin mit zuweilen hypidiomorpher Ausbildung, Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz und symmetrischer Achsenlage. Glas fehlt vollständig, ebenso Erze. In der Nephelinfülle treten noch hie und da, zuweilen nesterweise zusammengedrängt, scharf idiomorph begrenzte, rot durchscheinende Kriställchen in der Form einer steilen quadratischen Bipyramide auf. Die Kriställchen liegen völlig körperlich in der Nephelinfülle und zeigen teils quadratische, teils rhombische Umrißlinien. In der Ebene der Mittelkanten beträgt der Durch-

messer 0,008 mm, in der Richtung der c-Achse 0,01 mm. Der Winkel des Rhombus beträgt an der Mittelecke rund 104°. Danach könnte die Bipyramide in ihrer Form der Bipyramide {221} bei Zirkon entsprechen. Der Winkel 221 : 22$\bar{1}$ ist bei Zirkon nach Dana[1] 122° 12′. Die Neigung der Polkanten zueinander an der Mittelecke, also in der Ebene a c, beträgt danach 104° 2′. Ob die Kriställchen nun wirklich Zirkon oder einem andern ähnlich ausgebildeten Mineral angehören, läßt sich mit Rücksicht auf die Kleinheit derselben nicht mit Sicherheit entscheiden. Pyrrhit, an den man sonst denken könnte, kommt mit Rücksicht auf den deutlich quadratischen Habitus der Bipyramide nicht in Frage.

Die Reihenfolge der Ausscheidungen in dem Gestein ist, soweit sie sich bestimmen läßt, folgende: unter den Einsprenglingen zunächst Eisenkies und Apatit, beide kommen als Einschlüsse in Ägirinaugit und der Apatit auch in Melanit vor. Dann Ägirinaugit und Melanit, und zwar ist Ägirinaugit älter als Melanit, da ersterer häufig als Einschluß in letzterem auftritt, und da ferner, wo beide sich nur berühren, Melanit allotriomorph gegen Ägirinaugit ist. Dann folgen die hellen Gemengteile Nephelin, Hauyn, Leucit und Melilith. Der Nephelin enthält häufig Einschlüsse von Ägirinaugit und Melanit, desgleichen der Leucit. Die Reihenfolge der hellen Gemengteile untereinander ist nicht bestimmbar, da sie sich gegenseitig weder berühren noch einschließen. In der Grundmasse sind Hauyn und Leucit wohl annähernd gleichalterig, dann folgt Ägirinaugit bis Ägirin und zuletzt Sanidin und Nephelin.

Nach seinem ganzen mikroskopischen Verhalten zeigt also dieses Gestein ausgesprochen tinguaitischen Charakter und ist nicht bloß für den Kaiserstuhl, sondern für Leucittinguaite überhaupt von einer bemerkenswerten Frische. Das Auftreten leukokrater Ganggesteine wie der Tinguaite im Kaiserstuhl bildet eine wertvolle Ergänzung zu den bisher von hier allein bekannten melanokraten Ganggesteinen.

Die chemischen Verhältnisse des Leucitnephelintinguaitporphyrs werden später im Zusammenhang mit den anderen Tinguaiten behandelt werden.

Freiburg i. Br., den 18. März 1913.

[1] Dana, Mineralogy. VI ed. p. 483.

Ueber das gegenseitige Verhalten des Zinnchlorürs und der Chloride des Kaliums und Natriums beim Kristallisieren aus dem Schmelzfluss.

Von **G. Rack** in Berlin.

Mit 2 Textfiguren.

Die thermischen Untersuchungen wurden in Röhrchen aus schwer schmelzbarem Glase in einem Nickeldrahtwiderstandsofen ausgeführt. Die Röhrchen hatten einen inneren Durchmesser von 25 mm und eine Länge von 80 mm.

Als Ausgangsmaterial wurde das reinste von C. A. F. Kahlbaum-Berlin aus Schmelzfluß dargestellte Material verwendet.

Die Schmelztemperaturen der regulär kristallisierenden Komponenten Kaliumchlorid[1] und Natriumchlorid[2] sind bereits von einer großen Anzahl von Beobachtern bestimmt worden. Einige der neuesten Angaben sind für

KCl		NaCl	
774°	H. Brand[3]	798°	H. Brand[3]
776	O. Menge[4]	803	O. Menge[5].

Meine Untersuchung ergab, daß KCl mit einer Unterkühlung von 2° bei 777° und NaCl mit einer Unterkühlung von ca. 2° bei 800° kristallisierte.

Über die Schmelztemperatur des Zinnchlorürs liegen bis jetzt nur wenige Angaben vor:

250° Marx[6]
245 O. Menge[7]
247.2 G. Herrmann[8]
250 C. Sandonnini und G. Scarpa[9].

Nach meinen Abkühlungskurven liegt der Schmelzpunkt des Zinnchlorürs bei 239°. $SnCl_2$ schmilzt unter teilweiser Zersetzung. Es entweicht Chlor, und das Zinn bildet mit dem Sauerstoff der Luft SnO_2, das sich im unteren Teile der Schmelze absetzt. Der Abbrand ist sehr gering, nach G. Herrmann[8] beträgt er beim Er-

[1] Landolt-Börnstein, Phys.-chem. Tabellen. 1912. p. 216.
[2] Landolt-Börnstein. l. c. p. 222.
[3] H. Brand, Diss. Berlin 1911. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXII p. 628. 1911.
[4] O. Menge. Diss. Göttingen 1911. Zeitschr. f. anorg. Chem. 72. 171.
[5] O. Menge, l. c. p. 177.
[6] Gmelin-Kraut. Handb. d. anorg. Chemie. 4. Abt. 1. p. 302.
[7] O. Menge, l. c. p. 194.
[8] G. Herrmann, Diss. Göttingen 1911. Zeitschr. f. anorg. Chem. 71. 266. 1911.
[9] C. Sandonnini und G. Scarpa, Rend. Acc. Lincei. [5.] 20, 2. p. 61. 1911.

hitzen bis 500° im Durchschnitt 0,5 %. In einem Dünnschliffe, der den unteren Teil eines Regulus enthielt, konnte man beobachten, daß die ganze dunkle Partie des Schmelzkuchens nicht durchweg aus Zinndioxyd bestand, sondern daß SnO_2 nur die Spalten zwischen den $SnCl_2$-Kriställchen ausfüllte. Das geschmolzene $SnCl_2$ ist grau, hygroskopisch und besitzt Fettglanz und muscheligen Bruch; außen ist der Regulus seidenglänzend.

$SnCl_2$ siedet bei ca. 620°[1]. Um bei den KCl- bezw. NaCl-reichen Schmelzen der binären Systeme den Verlust an $SnCl_2$ möglichst einzuschränken, wurde im Glasröhrchen zuerst Alkalichlorid zum Schmelzen gebracht und dann die zugehörige Menge $SnCl_2$ hinzugefügt. Auf diese Weise wurde der Substanzverlust bis zum Beginn der primären Ausscheidung auf ein Minimum beschränkt.

$SnCl_2$ kristallisiert in den Drusenräumen, die beim Zerschlagen des Schmelzkuchens zum Vorschein kamen, in ca. 1 cm langen Nadeln. U. d. M. löschen die Kriställchen gerade aus und zeigen im konvergenten polarisierten Lichte die Interferenzerscheinungen zweiachsiger Kristalle, sie gehören also dem rhombischen System an. Der Charakter der Doppelbrechung ist negativ. Über die Kristallform des Zinnchlorürs lagen bis jetzt Angaben noch nicht vor. Nordenskiöld[2] beschreibt zwar $SnCl_2$-Kristalle, die er durch Sublimation von wasserfreiem Zinnchlorür erhalten hat. Indessen ist nicht festgestellt worden, ob die chemische Zusammensetzung dieser Kriställchen wirklich der Formel $SnCl_2$ entspricht.

1. Das System Zinnchlorür-Kaliumchlorid.

Die thermische Untersuchung (Tab. 1) ergab, daß die Komponenten $SnCl_2$ und KCl zwei Verbindungen miteinander bilden, die beide einen echten Schmelzpunkt besitzen. Merkliche Mischbarkeit zwischen den Stoffen im kristallisierten Zustande ist nicht vorhanden.

Die Kurve A C D E F trennt das Gebiet der homogenen flüssigen Phase a von den Gleichgewichtsgebieten b, c, e, f, h je einer festen Phase mit der flüssigen Schmelze (Fig. 1.) Die Geraden D D′ und F F′ teilen das ganze System in drei Teilsysteme, von denen jedes einen einfachen Erstarrungstypus liefert. Während die beiden ersten Teilsysteme aus je zwei Kurvenästen bestehen, enthält das dritte Teilsystem nur einen Kurvenast. Es tritt hier nur eine primär kristallisierende Phase auf.

Im ersten Teilsystem schneiden sich die Kurven A C und D C der primären Ausscheidungen im eutektischen Punkte C

[1] Ueber die vorhandenen Angaben s. Gmelin-Kraut, Handb. der anorg. Chemie. 4. Abt. 1. p. 302.

[2] P. Groth, Chemische Kristallographie I. p. 213. 1906.

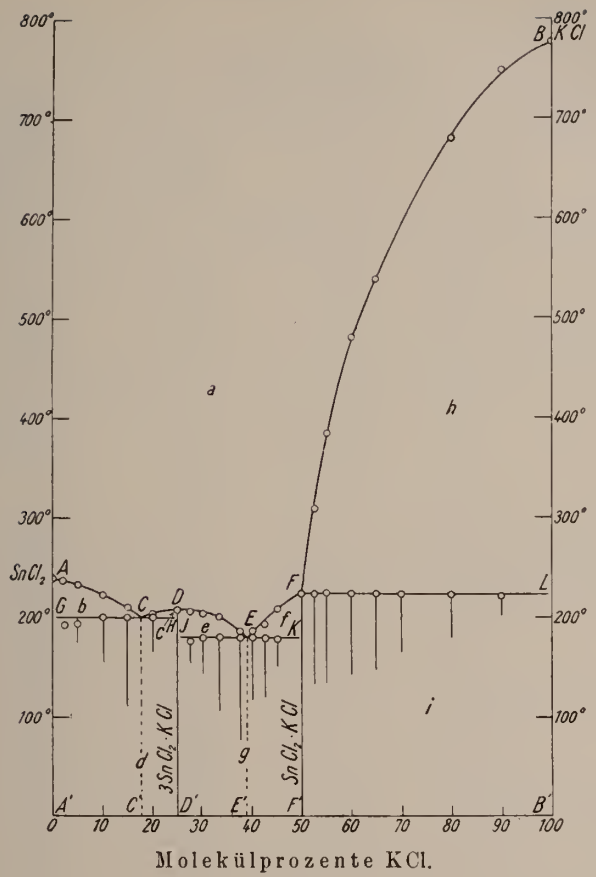


Fig. 1.
Konzentrationstemperatur-Diagramm der Mischungen aus Zinnchlorür und Kaliumchlorid.

a = Existenzgebiet der homogenen flüssigen Mischungen.
b = Gleichgewichtsgebiet von $SnCl_2$ und Schmelzen a.
c, e = Gleichgewichtsgebiet von $3\,SnCl_2 \cdot KCl$ und Schmelzen a.
d = Existenzgebiet von eutektischen Gemengen aus $SnCl_2$ und $3\,SnCl_2 \cdot KCl$.
f = Gleichgewichtsgebiet von $SnCl_2 \cdot KCl$ und Schmelzen a.
g = Existenzgebiet von eutektischen Gemengen aus $3\,SnCl_2 \cdot KCl$ und $SnCl_2 \cdot KCl$.
h = Gleichgewichtsgebiet von NaCl und Schmelzen a.
i = Existenzgebiet der sekundär ausgesch. Kristallart $SnCl_2 \cdot KCl$ (Grenzfall!).

Tabelle 1.

Konzentrations-Temperatur-Diagramm der Mischungen aus Zinnchlorür und Kaliumchlorid.

Gehalt an KCl		Beginn der Kristallisation	Eutektische Kristallisation	Dauer der eutektischen Kristallisation [1]
Molekülprozente	Gewichtsprozente			
0	0	239°	—	—
2	0,846	238	192°	40 sec
5	2,02	234	194	160
10	4,18	223	201	240
15	6,47	206	201	410
20	8,94	204	201	200
25	11,57	208	—	—
27,5	12,96	207	175	140
30	14,40	205	179	180
$33\frac{1}{3}$	16,41	203	180	—
35	17,45	200	181	400
37,5	19,06	180	180	560
40	20,74	187	179	340
42,5	22,49	192	179	300
45	24,28	208	177	150
50	28,19	224	—	(520)
52,5	30,26	310	224	500
55	32,43	385	224	480
60	37,06	481	224	440
65	42,16	541	224	400
70	47,81	580	223	300
80	61,09	679	222	240
90	77,94	752	221	120
100	100	777	—	—

bei der Temperatur 201° und einer Konzentration von ca. 17 Mol.-% KCl + 83 Mol.-% $SnCl_2$. Ein aus dem Regulus der Schmelze 10 Mol.-% KCl und 90 Mol.-% $SnCl_2$ nach dem von E. Korreng[2] angegebenen Verfahren hergestellter Dünnschliff zeigt primäre, leistenförmige $SnCl_2$-Kriställchen in regelloser Anordnung. Die Zwischenräume zwischen den Kriställchen werden durch die eutektische Grundmasse ausgefüllt. Im Punkte D kristallisiert das

Doppelsalz $3\,SnCl_2 \cdot KCl$[3]

[1] Die Versuche wurden mit 30 g der Gesamtsubstanz ausgeführt.

[2] E. Korreng. Dies. Centralbl. 1913. im folg. Heft.

[3] L. Peetz (Metallurgie. 1. p. 281) gibt einige aus dem Schmelzfluß erhaltene Verbindungen des Zinnchlorürs mit den Alkalichloriden (darunter $3\,SnCl_2 \cdot KCl$ und $SnCl_2 \cdot KCl$) an, auf deren Existenz er nur aus der Homogenität der erstarrten Gemische schließt. Eine genaue thermische und mikroskopische Untersuchung liegt nicht vor.

bei einer Temperatur von 208°. Ein Dünnschliff des Schmelzkuchens 25 Mol.% KCl und 75 Mol.% $SnCl_2$ ließ nur eine Kristallart erkennen. Im konvergenten polarisierten Lichte beobachtet man ein Achsenkreuz, dessen Hyperbeläste kaum merklich auseinandergehen. Die Auslöschung ist gerade, der Charakter der Doppelbrechung positiv.

Im zweiten Teilsystem schneiden sich die Kurvenäste DE und FE der primären Kristallisation im eutektischen Punkte E bei der Temperatur 180° und einer Konzentration von ca. 38 Mol.-% KCl. Das Existenzgebiet a der flüssigen Phase wird durch das Kurvenstück DE vom Gleichgewichtsgebiete e zwischen dem Doppelsalz D und der flüssigen Schmelze, durch das Kurvenstück EF vom Gleichgewichtsgebiete f der Kristallart $SnCl_2 \cdot KCl$ (F) und der flüssigen Schmelze abgegrenzt. Der Punkt F gibt die Schmelztemperatur des kongruent schmelzenden

Doppelsalzes $SnCl_2 \cdot KCl$

an. Die Abkühlungskurven des Gemisches aus 50 Mol.% $SnCl_2$ + 50 Mol.-% KCl weisen nur einen thermischen Effekt auf. Der Dünnschliff zeigte nur eine Kristallart. Im konvergenten polarisierten Lichte sieht man das Achsenkreuz einachsiger Kristalle. Der Charakter der Doppelbrechung ist negativ.

J. Remsen und G. M. Richardson[1] erhielten das Hydrat $SnCl_2 \cdot KCl \cdot H_2O$, indem sie eine wässerige Lösung von KCl mit einem großen Überschuß von $SnCl_2$-Lösung versetzten. Das Doppelsalz schied sich in weißen haarfeinen Kristallen aus.

Das dritte Teilsystem stellt einen Grenzfall dar. Es besteht aus nur einem Kurvenast, welcher das Gleichgewichtsgebiet h der primär kristallisierenden Phase KCl mit der flüssigen Schmelze vom Existenzgebiet a der flüssigen Phase trennt. Das Gleichgewichtsgebiet der zweiten primär sich ausscheidenden Kristallart $SnCl_2 \cdot KCl$ mit der flüssigen Schmelze schrumpft praktisch zum Punkte F zusammen. Ein Dünnschliff aus dem Regulus 70 Mol.-% KCl und 30 Mol.-% $SnCl_2$ enthielt Einsprenglinge von regulärem KCl in doppelbrechender Grundmasse, die die Zusammensetzung des Doppelsalzes $SnCl_2 \cdot KCl$ besitzt.

Aus wässeriger Lösung kristallisiert noch nach C. Rammelsberg[1] das Doppelsalz $SnCl_2 \cdot 2KCl \cdot H_2O$, nach J. Remsen und G. M. Richardson[1] das Hydrat $SnCl_2 \cdot 2KCl \cdot 2H_2O$ aus. Es entsteht, wenn $SnCl_2$ und KCl in etwa gleichen Verhältnissen gemischt werden, oder wenn KCl im Überschuß ist. Aus dem Schmelzfluß konnte das entsprechende wasserfreie Salz nicht erhalten werden.

---

[1] Gmelin-Kraut, Handb. d. anorg. Chemie. 4. Abt. 1. p. 354.

2. Das System Zinnchlorür-Natriumchlorid.

Das Stoffpaar $SnCl_2$ — NaCl liefert einen einfachen Erstarrungstypus (Fig. 2). Die Kristallisationskurve ACB besteht nur aus

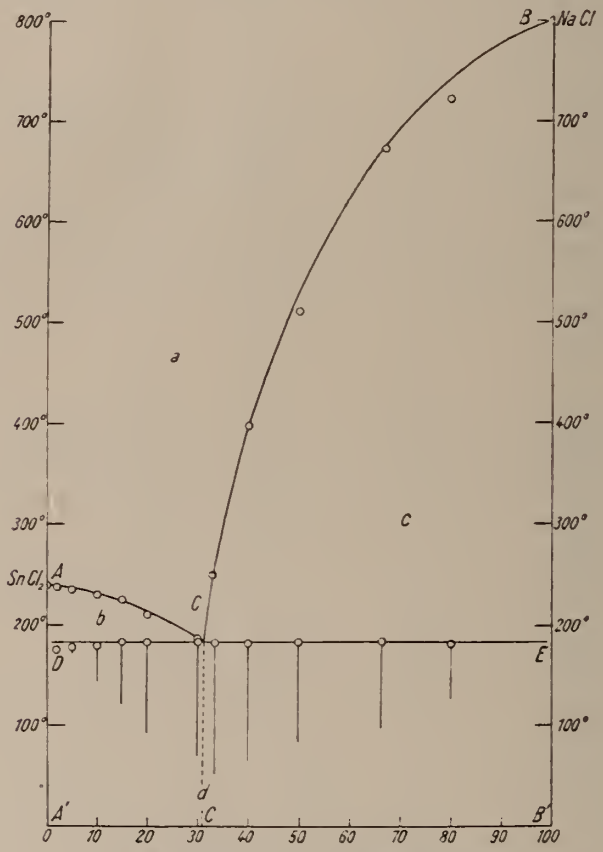


Fig. 2.

Konzentrations-Temperatur-Diagramm der Mischungen aus Zinnchlorür und Natriumchlorid.

a = Existenzgebiet der homogenen flüssigen Mischungen.
b = Gleichgewichtsgebiet von $SnCl_2$ und Schmelzen a.
c = Gleichgewichtsgebiet von NaCl und Schmelzen a.
d = Existenzgebiet von entektischen Gemengen aus $SnCl_2$ und NaCl.

den beiden Kurvenästen AC und BCl. Längs der Kurve AC scheidet sich $SnCl_2$ in leistenförmigen Kriställchen aus, längs des Kurvenstückes BC ist NaCl die primär kristallisierende Phase.

Merkliche Mischfähigkeit beider Komponenten ist nicht vorhanden. Die Abkühlungskurven der Mischung 5 Mol.-% Na Cl + 95 Mol.-% $SnCl_2$ zeigte noch eine deutliche Haltezeit von 40 sec Dauer, dagegen wiesen die Abkühlungskurven der Schmelze 2 Mol.-% Na Cl + 98 Mol.-% $SnCl_2$ bei 176° nur einen Knick auf. In einem Dünnschliff aus letzterem Regulus konnte die Anwesenheit von Eutektikum nicht mit Sicherheit festgestellt werden.

Der eutektische Punkt liegt bei der Temperatur 183° und einer Konzentration von ca. 32 Mol.-% Na Cl + 68 Mol.-% $SnCl_2$.

Tabelle 2.

Konzentrations-Temperatur-Diagramm der Mischungen aus Zinnchlorür und Natriumchlorid.

Gehalt an Na Cl		Beginn der Kristallisation	Eutektische Kristallisation	Dauer der eutektischen Kristallisation bei 30 g Versuchssubstanz
Molekülprozente	Gewichtsprozente			
0	0	239°	—	—
2	0,53	237	176°	Knick
5	1.59	235	178	40 sec
10	3,31	231	181	160
15	5,15	225	181	240
20	7.15	210	182	360
30	11,65	187	183	420
$33\frac{1}{3}$	13,34	250	183	520
40	17,03	398	183	460
50	23.54	510	183	400
$66\frac{2}{3}$	38.10	673	184	340
80	55.17	721	182	240
100	100	800	—	—

Berlin, Mineralog.-petrographisches Institut der Universität, Januar 1913.

Ueber vulkanische Erscheinungen am Aetna und in Japan.

Von **Immanuel Friedländer** in Neapel.

Herr Dr. Karl Schneider glaubt sich gegen einige Vorwürfe verteidigen zu müssen, die ihm von verschiedenen Kritikern über sein Buch, betreffend die vulkanischen Erscheinungen der Erde, gemacht wurden. Er wendet sich unter anderem dabei wesentlich gegen mich und ich glaube, daß aus sachlichen Gründen einige seiner Behauptungen nicht unbesprochen bleiben sollten. Ich bemerke, daß ich sein Buch sehr ausführlich besprochen habe, weil

ich es in mancher Beziehung als bedeutend und jedenfalls der allgemeinen Aufmerksamkeit wert befand und daß ich mit meiner Besprechung durchaus nicht die Absicht hatte, den Verfasser irgendwie anzugreifen. Ich hatte in meiner Besprechung hervorgehoben, daß der Ätna, im Gegensatze zur Auffassung des Herrn Schneider, zurzeit immer noch ganz wesentlich Laven und nur in geringer Menge Aschen fördert, im Gegensatze zum Vesuv, wo beim letzten Ausbruch 1911 das Verhältnis umgekehrt war. Herr Schneider behauptet nun in seiner Entgegnung, daß ihm die Berichte von Riccò und von Ponte über den Ätnaausbruch vom Jahre 1910—11 recht gäben. Es handelt sich um zwei ganz verschiedene Ausbrüche des Ätna; der eine fand 1910 auf der S-Seite, der andere 1911 auf der N-Seite statt. Die von Schneider erwähnten Berichte, von denen der eine sich ausführlich mit der Asche befaßt, geben ihm aber absolut nicht recht. Es findet sich in diesem Bericht nicht die Behauptung, daß die Aschenförderung des Ätna im Gegensatze zur Lavaförderung sehr bedeutend gewesen wäre. Aus dem ziemlich ausführlichen Werke über den Ausbruch des Ätna 1910, das vom Geologischen Institut der Universität Catania von P. Vinassa de Regny, A. Riccò, S. Arcidiacono, F. Stella Starabba, L. Taffara, O. de Fiore herausgegeben wurde, befindet sich eine sehr genaue Beschreibung des ganzen Ausbruches, aus der die große Bedeutung der Lavaförderung bei diesem Ausbruche hervorgeht.

Betreffs der Abnahme des Vulkanismus seit dem Diluvium und Alluvium bis zur historischen Zeit ist Schneider übrigens sowohl in seinem Buche wie in seiner Erwiderung den Beweis schuldig geblieben.

Zum Schlusse behauptet Schneider, daß seine irrtümlichen Angaben über die Eruptionsdaten der japanischen Vulkane eigentlich meine Schuld wären, da sie aus meinem Buche entnommen und erst in meiner Kritik richtiggestellt seien. Der Sachverhalt ist folgender: Schneider hat anscheinend, ohne den übrigen Text zu lesen, die von mir bei der Geschichte des Sakurashima-Vulkans angegebenen Daten einfach als Eruptionsdaten aufgeführt, obwohl in meinem Buche klar zu lesen war, daß es sich bei einigen der Daten um Eruptionen, bei anderen aber um andere an den betreffenden Daten beobachtete Erscheinungen, wie Veränderung von Quellen, leichten Rauchwolken und dergleichen handelt. Er hat also, was ich in meiner ersten Kritik vielleicht nicht deutlich genug zum Ausdruck gebracht habe, die gegebenen Quellen nicht mit der nötigen Sorgfalt benützt.

Testudo Riedli R. Hoernes.

Von **Wilfried Teppner.**

Mit 1 Textfigur.

Da es R. Hoernes nicht mehr beschieden war, die kurze Beschreibung seiner *Testudo Riedli* zu ergänzen, andere Autoren aber *T. Riedli* zitieren, halte ich es für angebracht, die Ergänzung zu Hoernes Beschreibung nachzutragen. Die Photographie stammt von dem Gipsabgusse des Steinkernes, auf welchen R. Hoernes

die Nähte eingezeichnet hat; das Original ist infolge seiner dunkelbraunen Farbe zur Abbildung ungeeignet, denn die Nähte kommen hiebei nicht zum Ausdruck.

R. Hoernes[1] gibt in der kurzen Beschreibung seiner *T. Riedli* an, daß die Kostalplatten in geringem Grade abwechselnd keilförmige Gestalt haben und in ihrer Artikulation mit den Vertebralplatten insoferne abweichen, als nur die ersten drei Kostalplatten dem Typus *Testudo* entsprechen, während die übrigen, wie bei Emys an je zwei Vertebralplatten grenzen. Der Steinkern von *T. Riedli*, aus den Sotzka-Schichten von Trifail[2], zeigt eine Ver-

[1] R. Hoernes, Neue Schildkrötenreste aus steirischen Tertiärablagerungen. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1892. p. 243—246.

[2] R. Hoernes, Bau und Bild der Ebenen Österreichs. 1903. p. 921—926.

letzung des Rückens, so daß über den Umriß der Neuralplatten und deren Anschluß an die Kostalplatten nichts genaueres gesagt werden kann. Aber immerhin läßt sich folgendes feststellen:

das 1. Kostale grenzt an das Nuchale und 1. und 2. Neurale;
„ 6. „ „ „ „ 6. und 7. Neurale;
„ 7. „ „ „ „ 7. „ 8. „
„ 8. „ „ „ „ 8. „ 9. „

v. Reinach [1] fügt der Beschreibung von R. Hoernes noch hinzu, daß die Neuralplatten direkt auf die Rückenwirbel auflagern und die Kostalplatten mit den Peripheralen verbunden sind, was aus dem Eindringen der Rippenspitze in das Pleurale hervorgeht. Letzteres Verhalten, vergl. Reinach, wird durch das ungleiche Wachstum der Knochenplatten und der Schilder bedingt, und dürften daher auch die proximalen Grenzen der Peripheralen nicht mit denen der Marginalen übereingestimmt haben. Die beiden vorhin angeführten Merkmale hat *T. Riedli* mit den Sumpfschildkröten gemeinsam. Bezüglich der testudinen Ausbildung der Neuralen ist Reinach gleicher Ansicht wie R. Hoernes, daß dieselben eine solche nicht erkennen lassen.

R. Hoernes sagt, daß die Neuralplatten in ihren Umrissen und im Anschlusse an die Kostalplatten den emydenartigen Typus zeigen, den *T. praeceps* Haberlandt [2] weniger deutlich zeigt. Im nachstehenden die Maße für *T. Riedli*:

Neuralplatten	1.	2.	3	4.	5.	6.	7.	8.	9.
Länge (Höhe)	30	—	—	—	—	—	15	12	16,5
Breite vorn	13	18	—	—	—	—	—	11	10
Größte Breite hinten	15	—	—	—	—	—	11	10	11

Kostalplatten	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
Größte Breite in der Nähe der Neuralplatten	33	—	—	—	—	18,5	17	21
Breite am Schildrand	50	26	19	23	32,5	21	24	20,5
Länge an der Naht der folgenden Kostalplatte	35 [3]	47	—	65	55,5	46	35,5	21 [4]

[1] A. v. Reinach, Schildkrötenreste im Mainzer Tertiärbecken und in benachbarten, ungefähr gleichaltrigen Ablagerungen. Abh. d. Senck. naturf. Ges. **32**. 1900. p. 13.

[2] G. Haberlandt, Über *Testudo praeceps* n. sp., die erste fossile Schildkröte des Wiener Beckens. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. Wien 1876. p. 243—248.

[3] und 26 mm an der Nuchalnaht.

[4] am Hinterrand.

Marginalplatten										
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
Länge in der Nähe der Kostalplatten	14	—	—	26	28	—	—	25	21	5
Länge am Schildrande	22	—	—	27	29	—	—	25	21,5	—
Höhe an der Naht der nächstfolgenden Marginalplatte . .	14	—	29	31	22	—	19,5	18	—	—

Die Nuchalplatte und die Schwanzplatte sind weniger steil gestellt wie bei *T. praeceps;* die Randplatten sind nieder. *T. praeceps* hat sehr hohe und schmale Randplatten; auch die bei *T. Escheri* Pict. et Hum.[1] und bei *T. antiqua* Bronn[2] sind höher und schmäler wie bei *T. Riedli.* Die Knochenstützen, welche von der ersten und fünften Kostalplatte zu dem Hyo- und Hypoplastron gehen, bilden wesentlich stärkere Sternalkammern wie bei *T. praeceps*; solche fehlen bei den Testudiniden der Gegenwart und sind bei manchen Emyden schwächer entwickelt. Der Brustbauchschild zeichnet sich dadurch aus, daß das rückwärtige Plattenpaar (Xiphiplastron) in ziemlich loser Verbindung mit dem übrigen Schilde stand, so daß es losgelöst und nach innen gerückt erhalten blieb, während die übrigen Stücke des Brustbauchschildes sämtlich verloren gingen und nur durch die Abformung der Nahtlinien auf dem Steinkerne ihre gegenseitige Abgrenzung erkennen lassen. An den erhaltenen Xiphiplastra konnte R. Hoernes feststellen, daß an deren Innenseite keine Spur einer Anheftung des Beckens vorhanden war, wie sie bei der Pleurodira stattfindet. Der Schild von *T. Riedli* war ungewöhnlich dick; die geringste Stärke dieser Xiphiplastra betrug 5 mm; an einigen Stellen aber 7 mm.

Nachdem in der Regel der Rückenschild stärker ist wie der Brustbauchschild, muß ersterer sehr stark gewesen sein. Diesen Umstand zieht R. Hoernes zur Erklärung der ungewöhnlichen Entwicklung der Flügel der Hyo- und Hypoplastra und damit der Sternalkammern heran. Die Loslösung der Xiphiplastra von dem übrigen Brustbauchschild erklärt R. Hoernes als Ursache einer unvollkommenen Verknöcherung der betreffenden Nahtverbindung.

Mit *T. promarginata* Reinach hat *T. Riedli* keine Ähnlichkeit. Wenn wir einige der neu bestimmten Testudiniden betrachten, so unterscheidet sich *T. Riedli* von *T. perpiniana* Depéret[3] nicht nur durch die Größe (bis 1,5 m), sondern auch dadurch, daß bei

[1] In der Monographie des Chéloniens de la Molasse Suisse. Genf 1856

[2] H. v. Meyer, Palaeontographica. 15.

[3] Ch. Depéret, Les animaux pliocènes de Roussillon. Mém. de la société géol. de France. Paléontologie. Mém. 3. 1890. p. 140—155.

T. perpiniana kein Nuchale vorhanden ist, von *T. pyrenaica* Depéret[1] dadurch, daß letztere Art einen kugeligen, nach allen Seiten steil abfallenden Panzer ohne Nuchale und hohe Randplatten hat.

Jedenfalls aber steht *T. Riedli* in naher verwandtschaftlicher Beziehung zu den miocänen Testudiniden: *T. praeceps, T. Olaweri, T. marmorum*[2] und *T. globosa*[3], die eine vollkommen erloschene Gruppe bilden.

R. Hoernes betrachtet *T. Riedli* infolge der „schwach keilförmigen Ausbildung der Pleuralen und wahrscheinlichen Beweglichkeit des Xiphiplastrons" als Übergangsglied der Sumpfschildkröten zu *Testudo*, was Reinach allerdings als noch fraglich erklärt.

Zu besonderem Danke verpflichtet bin ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Dr. F. Heritsch, der mir wie immer in jeder Weise hilfreich an die Hand gegangen ist.

Miscellanea.

Akademische Ferienkurse in Hamburg. Vom 24. Juli bis 6. August 1913 finden in Hamburg, in Verbindung mit den zahlreichen wissenschaftlichen Anstalten des Staates, den Krankenhäusern und dem Kolonialinstitut, akademische Ferienkurse (im ganzen 75 Vorlesungen und Vorlesungsreihen) für Ausländer statt. Diese internationale wissenschaftliche und pädagogische Veranstaltung, begründet in der Zentrale des deutschen Überseehandels, hat den Zweck, Ausländern eine Orientierung über den Stand der Wissenschaft in Deutschland auf dem Gebiete der Philosophie, Psychologie, Pädagogik, Rechts- und Staatswissenschaften, Philologie, Kultur- und Literaturwissenschaft (deutsche, französische, englische, spanische, griechische, semitische, slavische, afrikanische, babylonische, chinesische, japanische), der Naturwissenschaften und der klinischen Medizin zu geben. Die aktuellen Probleme der Wissenschaft werden von sachverständigen Spezialisten in einer für Gebildete verständlichen Form vorgetragen (zusammen 65 Professoren deutscher Universitäten und Institute).

Personalia.

Habilitiert: Dr. **E. Hennig**, Assistent am geologisch-paläontologischen Institut und Museum der Universität Berlin, für Geologie und Paläontologie.

Gestorben: Prof. Dr. **E. Kittl**, Leiter der geolog.-paläontologischen Abteilung des k. k. Naturhist. Hofmuseums in Wien.

[1] Ch. Depéret, l. c. p. 155—160.

[2] Gaudry, Animaux fossiles et Géologie de l'Attique. Paris 1862 67.

[3] Portis, Rettili pliocenici del Val d'Arno superiore. Firenze 1890.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Die Kristallformen des Jodyrits von Tonopah, Nevada.

Von **E. H. Kraus** und **C. W. Cook** in Ann Arbor.

Vor vier Jahren, 1909, publizierten wir eine kristallographisch-chemische Arbeit „Jodyrit von Tonopah, Nevada, und Broken Hill, New South Wales“ (American Journal of Science. 1909. XXVII. p. 210—222, und Zeitschrift für Kristallographie und Mineralogie. 1909. XLVI. p. 417—426), worin wir (70$\bar{7}$3), (90$\bar{9}$2), (90$\bar{9}$2), (9091), (909$\bar{1}$), (15.0.$\bar{1}$5.8), (7074), (707$\bar{1}$) und (33.0.33.2) als neue Formen für den Jodyrit angaben (N. Jahrb. f. Min. etc. 1911. I. -341-). Vor kurzem veröffentlichte Herr A. S. Eakle eine Arbeit „The Minerals of Tonopah, Nevada“ (University of California Publications. 1912. VII. p. 1—20), worin er unter anderem auch Jodyritkristalle von Tonopah, p. 11, 12 und 13, beschreibt.

Herr Eakle gibt an, daß er einige Hundert Kristalle zur Verfügung hatte und daß diese Kristalle größtenteils parallele Verwachsungen waren und daher sehr gestreift, so daß seine Winkelmessungen sehr unzuverlässig waren. Aus diesen Gründen glaubt Herr Eakle, daß die von uns als neu angegebenen Formen (7074), (7073), (90$\bar{9}$2) und (15.0.$\bar{1}$5.8) entweder nur gestreifte Übergänge, oder daß die zu ihrer Feststellung angewandten Messungen unzuverlässige Beobachtungen der Formen (20$\bar{2}$1) und (40$\bar{4}$1) waren. Nachdem Herr Eakle angibt, daß an den von ihm gemessenen Kristallen der Winkel (0001) : (20$\bar{2}$1) = 62° 10′ Variationen von — 3° 23′ und + 3° 23′ zeigte, wird die folgende Tabelle angeführt, um seine Leser zu überzeugen, daß dies auch wirklich bei unseren Untersuchungen der Fall gewesen sein mußte:

(0001) : (70$\bar{7}$4)	= 58° 47′
(0001) : (70$\bar{7}$3)	= 65 33
(0001) : (15.0.$\bar{1}$5.8)	= 60 32.

Als Antwort auf diese Behauptung Eakle's möchten wir zuerst sagen: Anstatt einer Auswahl von einigen Hundert Kristallen war das uns von der Firma Foote und Company in Philadelphia zur Verfügung gestellte Material aus mehreren Tausend Kristallen auserwählt. Wir führten kristallographische Messungen an 15 Kristallen aus, welche aus 11 einfachen Kristallen, 2 Zwillingen und nur 2 parallelen Verwachsungen bestanden. Die einfachen Kristalle waren alle gut ausgebildet und gute Reflexe

konnten erhalten werden. Nach den oben angeführten Angaben Eakle's müßte man glauben, daß unsere Messungen für die betreffenden Formen auch sehr schwankten und daher gar nicht mit den berechneten Werten übereinstimmten. Unsere neuen Formen (15.0.$\bar{1}$5.$\bar{8}$) und (7073), welche Eakle als (2021) deuten will, wurden als schmale, aber gut ausgebildete Flächen auf Kristallen in Verbindung mit (20$\bar{2}$1) beobachtet, — (15.0.$\bar{1}$5.$\bar{8}$) achtmal auf vier Kristallen und (7073) dreimal auf zwei Kristallen. Die Schwankungen der einzelnen Ablesungen und die Vergleichung der Mittelwerte mit den berechneten Winkeln werden in der unten angeführten Tabelle gegeben, welche Werte ganz innerhalb der Fehlergrenzen sind, die man bei kristallographischen Arbeiten gewöhnlich annimmt, da nur in einem Falle eine Differenz von 15 Minuten zwischen dem Mittelwert der Beobachtungen und dem berechneten Winkel zu notieren ist. In zwei Fällen (70$\bar{7}$4) und (33.0.33.2) wurden die Formen nur je einmal beobachtet, aber die Messungen stimmten mit den berechneten Winkeln fast genau überein.

Form	Schwankungen in den Beobachtungen	Mittelwert der Beobachtungen	Berechnete Winkel	Zahl der Beobachtungen	Zahl der Kristalle
(15.0.$\bar{1}$5.$\bar{8}$)	60° 3′—60° 56′	60° 32′	60° 47′	8	4
(90$\bar{9}$2)	76 6 —77 11	76 46	76 48	3	2
(70$\bar{7}$4)		58 47	58 50	1	1
(7073)	65 —66 18	65 33	65 39	3	2
(33.0.$\bar{3}$3.2)		86 20½	86 21	1	1

Wir nahmen bei unseren Berechnungen, wie üblich, den Charakter der einzelnen Flächen und deren Reflexe sowie auch die Zahl der Beobachtungen derselben und deren Übereinstimmung mit den berechneten Werten in Betracht und waren überzeugt, daß die Daten völlig genügend seien, um die oben angeführten neuen Formen (15.0.$\bar{1}$5.$\bar{8}$), (90$\bar{9}$2), (70$\bar{7}$4), (7073) und (33.0.33.2), dessen Existenz Eakle in Zweifel zieht, unzweifelhaft als festgestellt zu betrachten. Wir sind noch dieser Meinung, obgleich Herr Eakle diese Formen nicht an den von ihm untersuchten Kristallen konstatieren konnte, denn wir hatten ein größeres und, nach seiner Beschreibung, auch bedeutend besseres Material zur Verfügung als er.

Mineralogical Laboratory, University of Michigan.

Zu Tućan's „Bauxitfrage".

Von **Fran Tućan** in Zagreb (Agram, Kroatien).

Auf die Notiz Lazarević's[1] unter dem obigen Titel will ich momentan nicht weiter reagieren. Ich habe meine Anschauungen in meinen Arbeiten über die Terra rossa und über Bauxite veröffentlicht und unparteiische Fachmänner können darüber urteilen. Gegen eine Behauptung Lazarević's muß ich jedoch eine Aufklärung geben, da sie nicht richtig ist. Lazarević schreibt: „Wenn man aber bedenkt, daß Tućan imstande ist, aus dem Kalk und Dolomit im unlöslichen Rückstande Calcit zu erhalten, so wird man freilich auch hier gegen die Richtigkeit dieser Angaben berechtigte Bedenken tragen müssen." Wenn Lazarević beweisen kann, daß ich in meinen Arbeiten erwähne, daß ich im unlöslichen Rückstande von Kalken und Dolomiten Calcit fand, dann werde ich seine Anschauung als nicht hinfällig betrachten. Er hält fest an folgendem Satz: „P_2O_5, CaO und SO_3, welche Bestandteile man in manchen Bauxitanalysen anführt, stammen unzweideutig von Apatit, Calcit, Gips und Anhydrit, welche Minerale ich im unlöslichen Rückstande der Kalke und Dolomite **und in der Terra rossa** gefunden habe"[2]. Wer aber meine Arbeiten über Kalke und Dolomite und die Terra rossa gelesen hat, wird sehen, daß Lazarević etwas Unrichtiges schreibt. Im unlöslichen Rückstande der Kalke und Dolomite fand ich folgende Minerale: Quarz, Glimmer, Pyrit, Hämatit, Gips, Anhydrit, Flußspat, Amphibol, Epidot, Chlorit, Chloritoid, Zoisit, Disthen, Granat, Staurolith, Feldspate, Turmalin, Zirkon, Rutil, Korund, tonartige Substanz (Sporogelit), Periklas, Brucit, Apatit, Koppit, Zinnober und Auripigment (siehe meine Abhandlung „Die Kalksteine und Dolomite des kroatischen Karstes"[3]). Also **nirgends** ist die Rede von Calcit. In der Terra rossa fand ich außer den erwähnten Mineralen noch Calcit, was dem ganz natürlich ist, der die Entstehung der Terra rossa kennt. Wenn man diese Behauptungen vor Augen hält, so ist es klar, wie man den oben erwähnten Satz zu deuten hat, aber daher darf man nicht denjenigen Teil — hier ist er fett gedruckt — beim Zitieren, wie es Lazarević getan hat, auslassen.

Agram (Zagreb), Mineralogisch-petrograph. Institut.

[1] Dies. Centralbl. 1913. p. 258.
[2] Ibid. 1913. p. 66.
[3] Annales géolog. de la Péninsule balkanique. Bd. 6. Heft 2. p. 780

Zur Messung der Doppelbrechung hauptsächlich mit Hilfe des Polarisationsmikroskops.

Von **M. Berek** in Wetzlar.

Mit 7 Textfiguren.

Anwendungsbereich verschiedener Kompensatoren.

Obwohl die Doppelbrechung ein Hilfsmittel zur Unterscheidung der Mineralien darbietet und innerhalb einer isomorphen Mischungsreihe auch die chemische Zusammensetzung angenähert zu ermitteln gestattet, wird die Messung von Gangunterschieden bei petrographischen Arbeiten nicht mit einer ihrer Wichtigkeit entsprechenden Häufigkeit ausgeführt. Die Schätzung der Höhe der Interferenzfarbe oder die Anwendung einer Glimmertreppe nach E. v. Fedorow genügen allerdings in vielen Fällen nicht. Andererseits verzichtet man auf die Benutzung genauerer Meßvorrichtungen wegen der Unmöglichkeit bequemen, raschen Arbeitens sowie der Vermeidung größerer Unkosten bei ihrer Anschaffung.

Der Glimmerkompensator (elliptischer Analysator) nach H. de Senarmont[1], bestehend aus Viertelundulationsglimmerblättchen und drehbarem Analysator, kommt nur für das dem $\frac{1}{4}\lambda$-Blättchen entsprechende einfarbige Licht in Frage.

Der Babinet'sche Quarzkeil-Kompensator eignet sich in den gewöhnlich ausgeführten Größenverhältnissen nicht zur Erkennung geringer Doppelbrechung, da Gangunterschiede unterhalb ca. 25 $\mu\mu$ eine auf den ersten Blick kaum noch wahrnehmbare, wenn auch durch wiederholte Einstellungen noch meßbare Verschiebung des Kompensationsstreifens bewirken. Die in jüngster Zeit durch H. Schulz[2] gesteigerte Empfindlichkeit dieses Kompensators für geringe Gangunterschiede mit Hilfe der Lummer'schen Doppelringe kommt wegen der Kompliziertheit der Anordnung für mikroskopische Zwecke nicht in Betracht. Sehr vorteilhaft dagegen ist die Benutzung eines Kompensators nach Babinet-Biot mit gleichförmigem Gesichtsfeld in Verbindung mit dem Glimmerokular nach J. Königsberger[3]. Allerdings macht die Anwendung auch dieses Kompensators entweder ein ständiges Arbeiten mit dem Aufsatzanalysator notwendig, oder sie erfordert beim Übergang von der Beobachtung des Dünnschliffs zur Messung der Doppelbrechung und umgekehrt einen fortwährenden Umbau am Mikroskop.

Der speziell für petrographische Zwecke bestimmte Doppelquarzkeil-Kompensator nach Fr. E. Wright[4] läßt auch

[1] Vergl. F. Pockels, Lehrb. d. Kristalloptik. Leipzig und Berlin 1906. p. 227.

[2] H. Schulz, Phys. Zeitschr. **13**. p. 1017. 1912.

[3] J. Königsberger, dies. Centralbl. 1908. p. 729 und 730; 1909. p. 249, 746.

[4] F. E. Wright, Amer. Journ. Sci. (4.) **26**. p. 370. 1908; vergl. auch The methods of petrographic-microscopic research. Washington D. C. 1911. p. 101.

geringe Beträge der Doppelbrechung erkennen. Die Meßgenauigkeit dagegen ist weit geringer als die des Kompensators nach Babinet, abgesehen davon, daß die Kompensatorteilung nur für den optischen Schwerpunkt weißen Lichts gültig ist. Im Interesse raschen Arbeitens ist man ferner genötigt, auf die Vorteile des Tubusanalysators auch während der Beobachtung des Dünnschliffs zu verzichten.

Der drehbare Quarzkompensator nach W. Nikitin[1] hat den Vorzug großer Einfachheit; er beruht auf demselben Prinzip wie das schon von Biot[2] angegebene drehbare einachsige Kristallblättchen zur Bestimmung des optischen Charakters. W. Nikitin benutzt eine Quarzplatte von etwa 0,07 mm Dicke, deren Normale mit der Achse einen Winkel von 25^0 bildet. Diese Kompensatorplatte wird in den für Gips und Glimmer vorgesehenen Schlitz über dem Mikroskop-Objektiv eingeschoben; man ist daher nicht an die Benutzung eines Aufsatz-Analysators gebunden. Indem man die Quarzplatte bis zu 60^0 um die zur Plattennormale und optischen Achse senkrechte Gerade neigt, kann man den kompensierenden Gangunterschied von 0 bis etwa 550 $\mu\mu$ variieren. Der Meßbereich umfaßt also annähernd nur die erste Ordnung. Die Neigung i der Kompensatorplatte kann mit Hilfe eines an der drehbaren Achse befestigten Zeigers an einer geteilten Kreisbogenteilung, allerdings nur roh, abgelesen werden. Um hieraus den Gangunterschied Γ zu berechnen, muß man nach W. Nikitin sowohl die Dicke l des Kompensatorblättchens wie auch die Orientierung seines Schnittes genau kennen. Bedeuten ω und ε die beiden Hauptbrechungsindizes des Quarzes und φ_0 den Winkel zwischen der optischen Achse des Quarzes und der Plattennormale des Kompensators, so ist nach W. Nikitin[3]

$$\Gamma = \frac{l\,(\varepsilon - \omega)\,\sin^2(\varphi_0 - J)}{\cos J}$$

und[4]

$$\sin J = \frac{\sin i}{\omega}$$

Diese Beziehungen geben für Γ eine Annäherung bis auf etwa 1 %, abgesehen allerdings von den größeren Fehlern, die aus der Ungenauigkeit der Ablesung von i sowie der ungenauen Kenntnis der Daten l und φ_0 entspringen. In der demnächst erscheinenden

[1] W. Nikitin, Zeitschr. f. Krist. **47**. p. 378. 1910.

[2] Vergl. in H. Rosenbusch und E. A. Wülfing, Mikrosk. Phys. usw. Stuttgart 1904. I. **1**. p. 298.

[3] W. Nikitin, Zeitschr. f. Krist. **47**. p. 379. 1910; **33**. p. 145. 1900.

[4] In Zeitschr. f. Krist. **47**. p. 379. 1910 steht, wohl versehentlich, J bedeute die Plattenneigung. Daß dagegen obige Beziehung zur Bestimmung von J anzuwenden ist, geht aus der von W. Nikitin in Zeitschr. f. Krist. **33**. p. 137. 1900 gegebenen Ableitung der Näherungsformel hervor.

von L. Duparc und V. de Dervies besorgten Übersetzung des Werkes von W. Nikitin „Über die Methoden Fedorow's", deren Inhalt im Auszuge kürzlich von L. Duparc und R. Sabot[1] veröffentlicht wurde, ist dieser Kompensator besonders berücksichtigt.

Der Anwendungsbereich der genaueren Kompensatoren ist bisher fast nur auf besondere Messungsarbeiten beschränkt geblieben. Wenn die Messung von Gangunterschieden auch bei den petrographischen Untersuchungen Aussicht auf eine häufigere Anwendung haben soll, so müßte ein Kompensator zur Verfügung stehen, der folgenden Ansprüchen gleichzeitig genügt:

1. Die Empfindlichkeit des Kompensators soll an die des Babinet'schen möglichst heranreichen.

2. Er soll einen Meßbereich von ca. 3 Ordnungen umfassen und für einfarbiges oder weißes Licht benutzbar sein.

3. Er soll auch geeignet sein zur Erkennung und Messung geringer Doppelbrechung.

4. Seine Wirksamkeit muß sich durch eine genaue mathematische Formel darstellen lassen, deren Konstanten leicht und genau bestimmbar sind.

5. Er soll ein bequemes, rasches Arbeiten ermöglichen; insbesondere darf seine Benutzung nicht an die Anwendung eines Aufsatz-Analysators oder auszuwechselnden besonderen Okulars gebunden sein.

6. Er darf als Nebenapparat nicht zu kostspielig sein.

Die Erfüllung der sehr wesentlichen Bedingung 5 ist an die Benutzung des Biot'schen Kompensatorprinzips gebunden. Ein drehbares Mineralblättchen mit größerem Meßbereich und höherer Genauigkeit der Messungswerte als derjenigen des Kompensators nach W. Nikitin würde für petrographische Zwecke einen sehr geeigneten Kompensator bedeuten.

I. 1. Prinzip eines neuen Kompensators.

Dem neuen Kompensator soll das Biot'sche Prinzip eines drehbaren Mineralblättchens zugrunde gelegt werden. Im Gegensatz zu dem Kompensator nach W. Nikitin ist es zunächst vorteilhafter, den Schnitt des Kompensatorblättchens, wie auch ursprünglich von Biot[2] vorgeschlagen wurde, senkrecht zur optischen Achse zu legen. Dann wird man von dem Fehler in der Kenntnis der Null-Lage des Kompensators unabhängig, weil man die Einstellung auf Kompensation durch Drehung nach jeder von beiden Seiten von der Null-Stellung aus, ausführen kann. Bei einem so bestimmten halben Drehungswinkel sind auch einseitige Einstellungs-

[1] L. Duparc und R. Sabot, Arch. de Genève. 34. p. 5. 1912.

[2] Vergl. in H. Rosenbusch und E. A. Wülfing. Mikrosk. Phys. usw. Stuttgart 1904. I. 1. p. 298.

fehler besser vermieden. In diesem Falle würde jedoch der Meßbereich des drehbaren Quarzkompensators auf etwa die halbe 1. Ordnung herabgesetzt werden. Eine Erweiterung des Meßbereiches durch die Wahl dickerer Quarzblättchen ist deshalb nicht möglich, weil sonst das optische Drehungsvermögen des Quarzes die Meßresultate merklich beeinflussen würde. Daher ist man genötigt, ein anderes geeignetes Kompensatormineral zu benutzen. Optische Einachsigkeit und Inaktivität müssen Bedingung sein.

Quarz wird bekanntlich deswegen in der Regel für Kompensatoren verwandt, weil er eine sehr geringe Dispersion der Doppelbrechung besitzt, und somit die auftretenden Interferenzfarben sehr nahe der Newton'schen Farbenskala entsprechen. Diese Ausnahmestellung des Quarzes in der Reihe der optisch einachsigen Mineralien gilt jedoch nur für Platten parallel zur optischen Achse. Bei Benutzung senkrecht zur Achse geschnittener Platten kann man offenbar jedes beliebige durchsichtige Mineral benutzen, denn in der Nähe der Achse verschwindet mit der Doppelbrechung zugleich ihre Dispersion.

Bedeuten ω und ε die beiden Hauptbrechungsindizes, n_e den Index des außerordentlichen Strahles für eine Wellennormalenrichtung φ in bezug auf die Achse, so ist bekanntlich

$$n_e = \frac{1}{\sqrt{\left(\frac{\cos\varphi}{\omega}\right)^2 + \left(\frac{\sin\varphi}{\varepsilon}\right)^2}} \qquad 1)$$

E. Carvallo[1] hat für Kalkspat folgende Daten ermittelt:

λ	ω	ε	$\omega-\varepsilon$
A (760,4 $\mu\mu$)	1,65006	1,48275	0,16731
D (589.2 „)	1,65840	1,48653	0,17187
H (396,7 „)	1,68321	1,49788	0.18533

Dispersion von $\omega-\varepsilon$ zwischen A bis H: 0,01802.

Mit Hilfe dieser Werte ist nach obiger Formel die Tab. 1 (p. 392) berechnet.

Da die Wellennormale das gewöhnliche Brechungsgesetz befolgt mit dem jeweiligen n_e als Index, so ist der in der letzten Spalte der Tab. 1 angegebene Einfallswinkel i der Welle, welcher der jedesmal angegebene Betrag der Doppelbrechung zukommt, für D (589 $\mu\mu$) berechnet aus

$$\sin i = n_e \sin\varphi \qquad 2)$$

Der Winkel i gibt demnach für eine senkrecht zur Achse geschnittene Kalkspatplatte von 1 mm Dicke direkt die zur Er-

[1] Vergl. in Landolt-Börnstein, Phys.-chem. Tabellen. 4. Aufl. Berlin 1912. p. 973.

Tabelle 1.

Doppelbrechung $\omega - n_e$ und deren Dispersion für verschiedene Wellennormalenrichtungen φ im Kalkspat. i: zugehörige Einfallswinkel für D (589 $\mu\mu$) bei einer senkrecht zur Achse geschnittenen Platte.

φ	n_e für D	$\omega - n_e$ für D	Dispersion zwischen A bis H	i
1°	1,65833	0,00007	0,00001	1° 40′
2	1,65815	0,00025	0,00003	3 19
3	1,65785	0,00055	0,00006	4 59
4	1,65741	0,00099	0,00012	6 38
5	1,65686	0,00154	0,00019	8 18
6	1,65618	0,00222	0,00027	9 58
8	1,65448	0,00392	0,00047	13 19
10	1,65232	0,00608	0,00074	16 40
12	1,64970	0,00870	0,00105	20 4
15	1,64498	0,01342	0,00160	25 12
18	1,63936	0,01904	0,00226	30 26

zeugung der entsprechenden Doppelbrechung notwendige Neigung der Kompensatorplatte an. Aus der Tabelle ersehen wir, daß mit der Annäherung an die Achse die Dispersion der Doppelbrechung immer geringer wird.

Für eine parallel zur Achse geschnittene Quarzplatte ist für das Licht der D-Linie der Betrag der Doppelbrechung 0,00911 und die Dispersion der Doppelbrechung zwischen A und H: 0,00065. Durch Vergleich dieses Dispersionsbetrages mit den Tabellenwerten ersehen wir, daß ein Kalkspatkeil, in dem die Wellennormale einen Winkel von 10° mit der optischen Achse bildet, im parallelen polarisierten Licht dieselbe Farbenskala liefert, wie ein parallel zur optischen Achse geschnittener Quarzkeil. Daß die Dispersion für den Kalkspat in diesem Falle prozentual zur Doppelbrechung höher ist, als für den Quarz, ist völlig belanglos, da für die Farbfolge nur die absolute Größe der Dispersion maßgebend ist. Der prozentuale Betrag beeinflußt nur die Dicke, bei der ein bestimmter Farbton erscheint, so daß der Kalkspatkeil einen etwas stärkeren Keilwinkel haben müßte, um bei gleicher Länge eine gleiche Anzahl von Ordnungen aufzuweisen wie der Quarzkeil. Schneidet man den Kalkspatkeil noch steiler gegen die Achse, so zeigen die Werte der Dispersion für kleineres φ, daß dann die Annäherungen an die Newton'sche Farbenskala sogar größer werden, als für Quarz parallel zur Achse. In praxi liegen die Verhältnisse so, daß für eine senkrecht zur Achse geschnittene Kalkspatplatte selbst bei einer Plattenneigung von 30°

die erzeugten Interferenztöne mit denen eines Quarzkeiles merklich übereinstimmen.

Da der Betrag der Doppelbrechung zugleich den Gangunterschied in mm gemessen für 1 mm durchstrahlte Plattendicke angibt, so erkennen wir sehr leicht aus der Tab. 1, wie dick wir ungefähr das Kalkspatblättchen wählen müssen, um der Bedingung 2 auf p. 390 zu genügen. Wenn wir das Blättchen nicht mehr als ca. 30° beiderseits neigen wollen, so ist eine Dicke von ca. 0,1 mm erforderlich, um durch diese Drehung i nach beiden Seiten von der Null-Stellung aus je einen Bereich von 3 bis 4 Ordnungen zu erzielen.

Zusammenfassend stellen wir fest, daß der drehbare Kalkspatkompensator eine Farbfolge aufweist, die mit der des Babinet'schen Kompensators identisch ist und vor dem drehbaren Quarzkompensator nach W. Nikitin den Vorzug hat, durch beliebige Wahl der Plattendicke den Meßbereich zu ändern.

Was die Berechnung der Gangunterschiede anbetrifft, so würde die Anwendung der von W. Nikitin angegebenen Formel in der p. 389 mitgeteilten Form für unseren Kompensator nicht zulässig sein. Denn sie stellt nur für ganz schwach doppelbrechende Mineralien eine Näherungsformel dar. Bei der Benutzung von Kalkspat müßte ein Korrektionsfaktor[1] eingeführt werden, der wiederum von ω und ε und der Neigung i abhängt. Dadurch würde die Kompensatorformel noch komplizierter und die Berechnung sehr erschwert werden. Ich stellte es mir daher zur Aufgabe, eine genauere und einfachere Beziehung aus den Brechungsgesetzen abzuleiten, deren Anwendung außerdem die Kenntnis der Plattendicke des Kompensatorblättchens nicht erfordert.

2. Ableitung der Kompensatorformel.

Bedeutet Γ den Gangunterschied, im Maße der Wellenlänge λ gemessen, so ist für irgend einen Wert der Doppelbrechung

$$\Gamma = x\lambda \qquad 3)$$

Die unbekannte Größe x ist bestimmbar aus der Kompensatorablesung bei der Messung, sowie aus der Kompensatorkonstante. Für den Kompensator nach Babinet ist diese bekanntlich gleich der in Trommelwerten gemessenen Keilverschiebung N, die notwendig ist, um im einfarbigen Licht an die Stelle eines dunklen Streifens den nächstfolgenden zu bringen. Es leuchtet ohne weiteres ein, daß wir diese Definition auch auf unseren Kompensator übertragen können. Nur haben wir die Plattenneigung i des Kompensators einzuführen.

[1] W. Nikitin, Zeitschr. f. Krist. **33**. p. 135. 1900.

Um die Stelle, wo der Gangunterschied gerade $1\,\lambda$ ist, in den Schnittpunkt der Okularfäden zu bringen, sei von der Null-Lage des Kompensators aus die Neigung J erforderlich. Da bei unserem Kompensator nicht einfache Proportionalität zwischen Gangunterschied und Drehung vorausgesetzt werden kann, so wird die Kompensator-Konstante eine bestimmte Funktion von J sein, die wir mit f (J) bezeichnen. Erfordert dann irgend ein Gangunterschied zur Kompensation die Neigung i des Kompensatorblättchens, so ist offenbar

$$x = \frac{f(i)}{f(J)} \tag{4}$$

Die Art der Funktion f wollen wir nun aus den Gesetzen der Lichtfortpflanzung in optisch einachsigen inaktiven Medien ableiten.

Die resultierende Doppelbrechung im Kompensator hängt ab von ω, n_e und der durchstrahlten Schichtdicke l'. Die wirkliche Dicke der Kompensatorplatte sei l; meßbar ist allein die Neigung i. Dann gelten für eine beliebige Wellennormalenrichtung φ in bezug auf die optische Achse des Kristalls die drei Gleichungen:

$$n_e = \frac{1}{\sqrt{\left(\frac{\cos\varphi}{\omega}\right)^2 + \left(\frac{\sin\varphi}{\varepsilon}\right)^2}}; \quad n_e = \frac{\sin i}{\sin\varphi}; \quad l' = \frac{l}{\cos\varphi} \tag{5}$$

Der resultierende Gangunterschied wird dann

$$\begin{aligned} \Gamma &= l'(\omega - n_e) \\ &= \frac{l\omega}{\cos\varphi}\left\{1 - \frac{1}{\sqrt{\cos^2\varphi + \left(\frac{\omega}{\varepsilon}\right)^2 \sin^2\varphi}}\right\} \end{aligned} \tag{6}$$

Aus 5) folgt:

$$\begin{aligned} \sin^2\varphi &= \frac{\frac{\sin^2 i}{\omega^2}}{1 - \left(\frac{1}{\varepsilon^2} - \frac{1}{\omega^2}\right)\sin^2 i} \\ \cos^2\varphi &= \frac{1 - \frac{\sin^2 i}{\varepsilon^2}}{1 - \left(\frac{1}{\varepsilon^2} - \frac{1}{\omega^2}\right)\sin^2 i} \end{aligned} \tag{7}$$

Aus 6) und 7) erhält man

$$\Gamma = \frac{l\omega}{\cos\varphi}\left\{1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1}{\varepsilon^2} - \frac{1}{\omega^2}\right)\sin^2 i}\right\} \tag{8}$$

und schließlich

$$\Gamma = l\omega\left(1 - \frac{\sin^2 i}{\varepsilon^2}\right)^{-\frac{1}{2}}\left\{\left[1 - \left(\frac{1}{\varepsilon^2} - \frac{1}{\omega^2}\right)\sin^2 i\right]^{\frac{1}{2}} - \left[1 - \left(\frac{1}{\varepsilon^2} - \frac{1}{\omega^2}\right)\sin^2 i\right]\right\} \tag{9}$$

Bis dahin gilt die Gleichung streng. Wir entwickeln nun die gebrochenen Potenzen nach dem binomischen Satz, multiplizieren aus und fassen die Glieder mit gleicher Potenz von sin i zusammen. Indem wir den Ausdruck dann bei der 8. Potenz abbrechen, erhalten wir:

$$\Gamma = \frac{l\omega}{2}\left(\frac{1}{\varepsilon^2} - \frac{1}{\omega^2}\right)\sin^2 i \left\{1 + \tfrac{1}{4}\left(\frac{1}{\varepsilon^2} + \frac{1}{\omega^2}\right)\sin^2 i + \tfrac{1}{8}\left(\frac{1}{\varepsilon^4} + \frac{3}{\varepsilon^2\omega^2} - \frac{1}{\omega^4}\right)\sin^4 i + \tfrac{1}{64}\left(\frac{5}{\varepsilon^6} + \frac{29}{\varepsilon^4\omega^2} - \frac{19}{\varepsilon^2\omega^4} + \frac{5}{\omega^6}\right)\sin^6 i\right\} \quad 10)$$

Wir wollen hierfür zur Abkürzung schreiben:

$$\Gamma = C\sin^2 i\,(1 + a\sin^2 i + b\sin^4 i + c\sin^6 i) = C\,f(i) \quad 11)$$

Die für eine bestimmte Lichtart konstante Größe C eliminieren wir, um von der genauen Kenntnis der Plattendicke l und der Indizes ω und ε unabhängig zu sein.

Wenn von der Null-Lage des Kompensators die Drehung J erforderlich ist, um diejenige Stelle mit dem Okularfadenschnittpunkt zum Zusammenfallen zu bringen, wo $\Gamma = 1\,\lambda$ ist, so gilt nach 11)

$$\lambda = C\,f(J) \quad 12)$$

Aus 11) und 12) folgt

$$\boxed{\Gamma = \frac{f(i)}{f(J)}\,\lambda} \quad 13)$$

worin

$$\boxed{f(\,) = \sin^2(\,)\,\{1 + a\sin^2(\,) + b\sin^4(\,) + \ldots\}} \quad 14)$$

Das sind aber die Beziehungen, deren Ableitung wir uns zum Ziele gesetzt haben.

Die Klammerglieder mit den Koeffizienten a, b, c, die noch Funktionen von ω und ε sind, spielen nur die Rolle von Korrektionsgliedern. Wir wollen sehen, wie weit wir ihren Einfluß zu berücksichtigen haben. Als zwei extreme Fälle wählen wir die Fraunhofer'schen Linien D und H und berechnen den Klammerausdruck für verschiedenes i. So erhalten wir unter Benutzung der p. 391 angeführten Werte von ω und ε:

i	10°	20°	30°	Maximaler Fehler bei Vernachlässigung des Gliedes
für D	1,0000	1,0000	1,0000	
a sin² i	61	239	510	50 ‰
b sin⁴ i	1	10	44	4
c sin⁶ i	—	—	4	0,4
Summe . . .	1,0062	1,0249	1,0558	
für H	1,0000	1,0000	1,0000	
a sin² i	60	234	499	50 ‰
b sin⁴ i	1	9	43	4
c sin⁶ i	—	—	4	0,4
Summe . . .	1,0061	1,0243	1,0546.	

Maximale Differenz für D und H: 0,0012 = ca. 1 ‰.

Selbst für eine Neigung von $i = 30^0$ macht demnach für die Korrektionsglieder der Einfluß der Dispersion von ω und ε zwischen D und H erst ein Promille des Gangunterschiedes aus. Wir können daher in den Korrektionsgliedern die Dispersion von ω und ε und somit auch etwaige Schwankungen der Werte ω und ε selbst vollkommen vernachlässigen. Erst recht kann dann das Korrektionsglied $c \sin^6 i$ unberücksichtigt bleiben. Wir erhalten somit

$$f(i) = \sin^2 i \{1 + 0{,}2040 \sin^2 i + 0{,}0708 \sin^4 i\} \qquad 15)$$

Da schon eine Genauigkeit von 4 Promille in Wirklichkeit mit gewöhnlichen Mitteln nicht mehr realisierbar ist, so genügt in den allermeisten Fällen der Ansatz

$$\boxed{f(i) = \sin^2 i \{1 + 0{,}2040 \sin^2 i\}}^{1} \qquad 16)$$

Bei der Beschränkung auf die Messung von Gangunterschieden in der ersten Ordnung oder für weniger exakte Zwecke auch bei hohen Gangunterschieden genügt bereits

$$f(i) = \sin^2 i \qquad 17)$$

Die Berechnung der Kompensatorkonstante f (J) erfolgt nach den gleichen Formeln 15, 16 oder 17, indem man darin für i den Neigungswinkel J einsetzt, der im einfarbigen Licht der Einstellung auf den ersten dunklen Streifen entspricht. Wenn man zur genaueren Bestimmung von f (J) auch die anderen Streifen zwischen parallelen oder gekreuzten Nicols berücksichtigen will, so hat man für jedes J', wo $\Gamma = n\lambda$ ist, zu setzen

$$f(J) = \frac{f(J')}{n} \qquad 18)$$

Wenn die Kompensatorkonstante f (J) für eine bestimmte Lichtart einmal bekannt ist, so bedeutet für irgend eine Neigung i die Berechnung des Gangunterschiedes nach 13) keine Schwierigkeit, zumal bei der Beschränkung aufs erste Korrektionsglied (Gleichung 16), was auch für sehr genaue Messungen völlig ausreicht. Wie auch die Ausführung dieser Rechnung dem Arbeitenden erspart wird, ist im nächsten Abschnitt erläutert.

Aus 10) kann man unter Berücksichtigung von 12) sehr leicht die genaue Dicke des benutzten Kompensatorblättchens berechnen. Es ist

$$l = \frac{2\lambda}{\omega\left(\frac{1}{\varepsilon^2} - \frac{1}{\omega^2}\right) f(J)} \qquad 19)$$

So ergab sich für das zu den späteren Vergleichsmessungen benutzte Blättchen mit einem Meßbereich von mehr als vier Ordnungen $l = 0{,}1196$ mm.

(Fortsetzung folgt.)

[1] Für Quarz lautet die entsprechende Gleichung:
$f(i) = \sin^2 i \{1 + 0{,}2084 \sin^2 i\}$.

Die Culmfauna von Hagen i. W.

Einige Bemerkungen zu dem gleichlautenden Aufsatz des Herrn Nebe.

Von **Ernst Zimmermann** in Berlin.

In einer beachtenswerten Arbeit über die „Culmfauna von Hagen i. W., ein Beitrag zur Kenntnis des westfälischen Untercarbons“ [1] zieht Herr Nebe auch das Untercarbon des Velberter Sattels [2] hinsichtlich der stratigraphischen Stellung und der Lagerungsverhältnisse seiner Horizonte in den Kreis näherer Erörterungen.

Nebe glaubt Grund zu der Annahme zu haben, daß am Velberter Sattel die Zone im Hangenden des Kohlenkalkes — der Kieselschiefer und der Alaunschiefer — nicht mit dem Namen Culm bezeichnet werden darf, weil „schon die Lagerung des Schieferbandes über Kohlenkalk mit *Productus giganteus* zeigt, daß jenes nicht dem Culm, sondern dem Obercarbon angehört . . .“ „Da aber auch manche paläontologische Tatsachen für das obercarbone Alter der in Rede stehenden Schieferzone sprechen, so bin ich überzeugt, daß das Band von Alaun- und Kieselschiefern im Hangenden des Kohlenkalkes zum Obercarbon zu ziehen ist. Es stellt ein Äquivalent der bekannten Zone von Chokier in Belgien dar.“

Es scheint mir, daß Nebe bei der Begründung dieser Gleichstellung den bisherigen Fossilfunden ein viel zu großes Gewicht beilegt, im Gegensatz dazu aber den Lagerungsverhältnissen zu wenig Beachtung schenkt, wenn diese nicht gerade für seine Auffassung zu sprechen scheinen.

Schon Beushausen betonte: „So wertvolle Fingerzeige die Paläontologie auch an die Hand gibt, so bildet doch die Stratigraphie die einzig sichere Basis für die geologische Systematik; das Aufsammeln von Petrefakten ohne gleichzeitige genaue stratigraphische Untersuchung der sie beherbergenden Schichten wird nie zu ganz einwandfreien Resultaten führen können, und vor allem dürfen die in einem Gebiet in bezug auf die geologische Verbreitung der Organismen gewonnenen Resultate nie ohne weiteres auf ein anderes Gebiet übertragen werden [3].“ Deshalb ist es immer ein Wagnis, aus Fossilien, deren Fundstellen nicht genau bekannt sind und deren Einreihen in den mannigfachen Schichtenverband des westfälischen Culms deshalb nur vermutungsweise geschieht,

[1] N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXI. 1911. p. 421—495.

[2] Zimmermann, Kohlenkalk und Culm des Velberter Sattels. Jahrb. d. Kgl. geol. Landesanst. 1909. **30**. II. 2. p. 369—432. — Zimmermann, Das Untercarbon von Ratingen bis Aprath. Glückauf. Essen. 1909. II. p. 1480—1484.

[3] Beushausen, Lamellibranchiaten des rhein. Devon. Abh. d. preuß. geol. Landesanstalt. 1895.

allgemeine Schlüsse über stratigraphische Verhältnisse zu ziehen, da diese Leitfossiltheorie dann auch einseitig wird.

Zunächst muß Verf. hinsichtlich der paläontologischen Untersuchungen des Herrn Nebe über *Glyphioceras sphaericum* Mart. und *G. crenistria* Phill. hervorheben, daß sich eine sichere Trennung und Charakterisierung dieser beiden „Culmgoniatiten" nicht durchführen läßt; vielmehr erheischen die vielfach vorhandenen Übergänge eine Zusammenziehung dieser beiden Formen, von denen *G. sphaericum* Mart. als zuerst beschriebene [1] bestehen bleibt.

Aus der Abbildung Martins geht hervor, daß ein Exemplar mit konzentrischer Skulptur vorlag. Phillips, der später auch ein Exemplar von *G. sphaericum* abbildet [2], stellt daneben eine neue Art *G. crenistria* auf, die sich, abgesehen von der geringeren Größe, hauptsächlich durch eine radiale Streifung auszeichnet. Aus einer vergrößerten Abbildung der Skulptur ersieht man, daß die radialen Streifen bezw. Linien von Kerben angeschnitten werden, die den konzentrischen Streifen entsprechen, sodaß eine „netzförmige" [2] Struktur entsteht.

Die gleichen Beobachtungen konnte ich an Exemplaren machen, die mir aus der Sammlung des Geologischen Instituts der Universität, der Geologischen Landesanstalt und der Kgl. Bergakademie zu Berlin vorlagen — auch eine Anzahl Originale aus dem Geologischen Institut der Universität Breslau wurde mir in liebenswürdiger Weise von Herrn Professor Frech zugesandt, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank sage. Bei diesem reichhaltigen Material lassen sich hinsichtlich der Skulptur Übergänge beobachten in der Weise, daß die radiale Streifung bei „*G. crenistria*" mit dem Alter allmählich zugunsten der konzentrischen Skulptur zurücktritt. Bei einem im Durchmesser 3,6 cm großen *G. sphaericum* von Hagen (Sammlung des Geol. Instituts der Universität Berlin) kann man auf der letzten Windung sogar sehen, daß mehrfach bald die konzentrische, bald die radiale Skulptur auf der Externseite hervortritt. Ein anderes Exemplar von Visé (aus derselben Sammlung) zeigt auch, ebenso wie eins von Grund (Sammlung der Landesanstalt), daß sich die Skulptur im Laufe des Wachstums ändert, und zwar in der angegebenen Weise, so daß die Annahme berechtigt ist, daß diese Skulpturänderungen mit Altersstadien im innigsten Zusammenhang stehen und daher keinen Maßstab für die Artbestimmung abgeben können.

Auch bei der Suturlinie lassen sich, wie neuere Unter-

---

[1] Martin, Petrificata Derbiensia. I. 1809. t. 7. f. 3—5 [*Conchyliolithus Nautilites (sphaericus)*].

[2] Phillips, Illustrations of the Geology of Yorkshire. Part. II. 1836. t. 19. f. 4—6. p. 234.

suchungen[1] ergeben haben, geringfügige Änderungen feststellen in der Weise, daß die Externsättel mit dem Alter eine Zuspitzung erfahren. Diese Zuspitzung beeinflußt aber nicht den Gesamtcharakter der Lobenlinie und ist deshalb, wie Herr Nebe selbst zugesteht, für die Artbestimmung von untergeordneter Bedeutung.

Einschnürungen sind zu unbeständig, als daß sie für die Artbestimmung verwandt werden könnten.

Das beiden „Arten" Gemeinsame im Wachstum der Schalen: die allmähliche Abflachung, das Zurücktreten einer deutlichen Skulptur beim Altern hat Herr Nebe selbst genügend betont und hervorgehoben, daß beim Fehlen der Skulptur jugendliche und, wie seine Bestimmungen zeigen, auch ältere Exemplare nach der Gestalt gar nicht spezialisiert werden können.

Es zeigt sich also, daß die geringen Unterschiede in der Schalen- und Skulpturbildung wie in der Suturlinie auf Wachstumserscheinungen zurückzuführen sind, und eine Aufrechterhaltung der beiden „Arten" nicht genügend begründet erscheint, zumal sie stratigraphisch in demselben Niveau vorkommen. Deshalb haben sich schon vor längerer Zeit Sandberger[2], Barrois[3], in neuerer Zeit besonders Frech[4], schließlich Smith[5] in diesem Sinne geäußert, und man muß den Ergebnissen ihrer Untersuchungen genügende Beweiskraft zuerkennen.

Auch hinsichtlich der stratigraphischen Untersuchungen des Herrn Nebe kann sich Verf. nicht mit den Resultaten, soweit das Untercarbon des Velberter Sattels in Betracht kommt, befreunden.

Nebe läßt nämlich bei seinen Schlußfolgerungen unberücksichtigt, daß die Zone der Kiesel- und Alaunschiefer des Velberter Sattels sich fortlaufend bis zum Culm von Letmathe-Iserlohn verfolgen läßt. Dieses wurde durch die Aufnahmeergebnisse der Kgl. Geol. Landesanstalt in letzter Zeit bestätigt.

Paläontologische Beweise für das obercarbone Alter der „Schieferzone" im Hangenden des Kohlenkalkes fehlen bis

---

[1] Frech, Über devonische Ammoneen. Beitr. Pal. u. Geol. v. Österr.-Ungarn. **14**. 1902. p. 84. — Das marine Carbon in Ober-Ungarn. Földtani Közlöny. **36**. 1906. p. 147.

[2] Sandberger, Die Versteinerungen des Rheinischen Schichtensystems in Nassau. p. 77. Bemerkungen.

[3] Barrois, Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. 1882. p. 293.

[4] Frech, Über devonische Ammoneen, a. a. O. p. 84. — Das marine Carbon i. O.-Ungarn, a. a. O. p. 147. — Nach brieflicher Mitteilung von Herrn Professor Frech stützt sich seine Anschauung u. a. auf die Untersuchung der Originale im Natural History Museum in London.

[5] Smith, The carboniferous Ammonoids of America. 1903. p. 69.

jetzt noch immer. Ferner machen sich abgesehen davon, daß Kieselschiefer in der Chokier-Stufe nicht auftreten, gegen die Zustellung des Velberter Culms zur Chokier-Stufe schwerwiegende Tatsachen schon insofern geltend, weil Kalkknollen, wie sie für die Chokier-Stufe charakteristisch sind, sich im Velberter Culm nicht beobachten lassen, dagegen im Hangenden dieser Schichten, im Unteren Flözleeren auftreten, wo sie Herr Dr. Wunstorf südlich von Kettwig beobachtet hat. Leider fanden sich bis jetzt keine Fossilien darin.

Daß *Productus giganteus* in den Plattenkalken des Culms — also im Hangenden der Kieselschiefer, die als fast ununterbrochen zusammenhängendes Band von Osten nach Westen verfolgt werden können —, auftritt, spricht nur dafür, „daß die vertikale Verbreitung einer Art nicht in allen Gebieten die gleiche zu sein braucht“[1], — eine Tatsache, die Nebe nicht nur bei *Glyphioceras spirale* und *G. diadema* annehmen sollte.

Das so seltene Auftreten von *Productus giganteus* im westfälischen Culm darf nicht als Beweis dafür angesehen werden, daß die Plattenkalke des Culms mit dem Kohlenkalk gleichalterig sind; denn die Lagerungsverhältnisse widersprechen dieser Deutung, abgesehen davon, daß *P. giganteus* im Kohlenkalk relativ viel häufiger auftritt.

Nach meiner Auffassung entspricht der Kieselschiefer des Velberter Sattels der Zone der vorwiegenden Kieselschiefer bei Letmathe, ebenso wie die Zone der reinen Alaunschiefer bei Velbert den hangenden Tonschiefern und Alaunschiefern des Culms bei Letmathe.

Deshalb ist es schwer verständlich, wie man von mir sagen kann, daß ich den Velberter und den westfälischen Culm ins Obercarbon gestellt hätte, eine irrtümliche Auffassung, wie sie auch in der letzten Auflage von Kaysers Lehrbuch zum Ausdruck gekommen ist. Mit keinem Wort habe ich gesagt, daß infolge der Überlagerung des Kohlenkalkes durch Culm jetzt der Culm ins Obercarbon zu setzen sei.

Daß die Culm-Plattenkalke kein Äquivalent des Ratinger Kohlenkalkes sind, geht unzweifelhaft aus den Lagerungsverhältnissen der Herzkämper Mulde hervor, die für meine Schlußfolgerungen bestimmend gewesen sind, und die ich hier noch einmal wiederhole.

„Es wurde festgestellt, daß der Culm konkordant den Kohlenkalk überlagert, daß speziell in der Herzkämper Mulde, in der der Kohlenkalk in seinen typischen Bänken noch vorhanden ist, dieser in seinem Hangenden Culmbildungen aufweist und zwar Kieselschiefer, Kieselkalke und Alaunschiefer.“

[1] Nebe a. a. O. p. 489.

„Da in der Herzkämper Mulde an Culmbildungen überhaupt nur Kieselschiefer, Kieselkalke und Alaunschiefer vorhanden sind, so ergibt sich der Schluß, daß der Culm jünger als der Kohlenkalk und nicht gleichzeitiger Entstehung ist, wie bis jetzt allgemein angenommen wurde[1]."

„Da ferner der rechtsrheinische Kohlenkalk in seinem Hauptanteil die Visé-Stufe repräsentiert, so ergibt sich auch, daß der Culm jünger ist als der linksrheinische Kohlenkalk, insbesondere jünger als der belgische Kohlenkalk."

Die so verschieden entwickelte Fazies dieser untercarbonischen Schichten, die nicht nur in petrographischer, sondern auch in faunistischer Beziehung hervortritt, zwingt in diesem Gebiet besonders dazu, auf die Entwirrung der Lagerungsverhältnisse vorzugsweise Gewicht zu legen.

Deshalb darf Nebe bei seiner Vermutung, daß allenfalls wohl die liegenden Alaunschiefer und vielleicht noch ein Teil des Kieselschieferhorizontes zur Etroeungt-Stufe zu stellen sei, auch nicht die Fossilliste von Schmidt als Beweis heranziehen, da Schmidt eine Etroeungt-Fauna bei Elberfeld in einem Schichtenkomplex ausgebeutet hat, der über 100 m unter den „liegenden Alaunschiefern" des Culms ansteht. Auch die vorher erwähnten Gründe werden keine befriedigende Lösung in dieser Beziehung erwarten lassen.

Wir werden vielmehr zu der Vermutung geführt, daß die Tournai- und Etroeungt-Fauna sich im Culm am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges nicht vorfinden kann, falls nicht glückliche Fossilfunde in den „liegenden Alaunschiefern" diese Erwartung täuschen sollten. Lassen sich aber auch dort in den liegenden Alaunschiefern nicht diese untersten Carbonstufen nachweisen, so sind wir zu der Annahme gezwungen, im Liegenden des Culms, in den Wocklumer Schichten noch carbonische Faunenelemente vorzufinden, wenn wir nicht eine Transgression des Culms, eine Diskordanz zwischen Culm- und Oberdevonschichten annehmen müssen, eine Frage, für deren Lösung vielleicht die scharfe Grenze, das unvermittelte Auftreten der liegenden Alaunschiefer im Hangenden der Wocklumer Schichten einen Beitrag liefert.

Bei der Sedimentation, die nach unserer heutigen Kenntnis fast ununterbrochen erfolgte, ist nicht nur die Grenze zwischen Devon und Carbon schwer zu ziehen, sondern auch aus dem gleichen Grunde zwischen Untercarbon und Obercarbon. Daß bei dem Auftreten einer Mischfauna eine scharfe Trennung in beiden Fällen schwer durchzuführen ist und bis zu einem gewissen Grade willkürlich bleibt, darin kann man Herrn Nebe nur beipflichten.

[1] Zimmermann, Kohlenkalke und Culm des Velberter Sattels. p. 430.

Kalkalgen im Wellenkalk der Rhön.

Von **Hermann L. F. Meyer**-Gießen.

Im oberschlesischen Mittleren Muschelkalk ist das Vorkommen von Kalkalgen recht häufig. Aus dem übrigen Deutschland sind diese Fossilien nur durch Benecke[1] (1898) und durch Hohenstein[2] im Jahre 1911 bekannt geworden. Hohenstein führt nicht nur wie B. *Diplopora* aus dem Mittleren Muschelkalk, sondern auch aus dem Trochitenkalk eine dichotom verzweigte Kalkalge mit geringelter Oberfläche an.

Diese Notiz gibt mir Veranlassung, auf einen Fund hinzuweisen, den ich im Frühjahr 1911 in der Rhön machte. Die Fossilien sind zwar nicht sonderlich gut erhalten und erlauben vorläufig keine generische Bestimmung. Aber ihr auffälliges Vorkommen in konglomeratischen Bänken und die bisher bekannte nur geringe Verbreitung scheinen mir doch eine kurze Veröffentlichung zu rechtfertigen. Ich möchte dadurch eine Anregung geben, in anderen Gebieten ebenfalls auf diese Gebilde zu achten. Im Wellenkalk Niederhessens und des Lauterbacher Grabens, den ich selbst inzwischen sah, fand ich keine Algen.

Vorkommen.

Die Fundpunkte liegen im südlichen Teile des Blattes Gersfeld und zwar in der Nähe von Kippelbach. Die unten beschriebenen besser erhaltenen Stücke stammen von der Südseite des Rommerser Berges, aus der Oberen Terebratelbank, die zum Teil konglomeratisch ist. Die Erläuterungen zum Bl. Gersfeld geben das Auftreten derartiger Bänke in diesem Horizonte ausdrücklich an, wie sie sich ja auch sonst häufig im mittleren Deutschland finden. Von zwei weiteren Stellen liegen mir schlecht erhaltene Reste vor, die nicht weiter berücksichtigt werden konnten. Außerdem fand ich ein sehr merkwürdiges Gestein am Abhang der Eube nach dem Gukai zu. Es handelt sich hier um einen blaugrauen Kalk, der nach allen Richtungen völlig zerschrattet erscheint. Die entstandenen Zwischenräume sind ausgefüllt durch einen intensiv gelben sehr tonigen Kalk. (Man hat hier durchaus den Eindruck, daß der blaugraue Kalk einer atmosphärischen Verwitterung ausgesetzt gewesen war und der starke Tongehalt des ausfüllenden Gesteines daher stammt. Das Auftreten der konglomeratischen Bänke bestätigt vielleicht diese Anschauung, denn

[1] E. W. Benecke, *Diplopora* und einige andere Versteinerungen im elsaß-lothringischen Muschelkalk. Mitt. d. geol. Landesanst v. Elsaß-Lothr. 4. p. 277—285. 1898.

[2] Viktor Hohenstein, Beiträge zur Kenntnis des Mittleren Muschelkalkes und unteren Trochitenkalkes am östlichen Schwarzwaldrand. Dies. Centralbl. 1911. p. 643—656.

diese Gesteine verlangen das Auftauchen erst vor kurzem gebildeter Sedimente über den Meeresspiegel. Das Material der Komponenten entspricht auch ungefähr dem erwähnten blaugrauen Kalke.) In diesem Kalke liegen verschiedene Reste, die vielleicht auch Algen darstellen. Es handelt sich um kleine Stäbchen aus kristallinem Kalke, bis 5 mm lang und ungefähr 0,15 mm breit, die eine schwache Zuspitzung nach dem einen Ende zeigen. Höhlungen wurden nicht beobachtet.

Das Hauptinteresse verlangen aber die Kalke am Rommerser Berg. Die Konglomeratbänke weisen als Grundmasse eine von zahllosen Schalenresten erfüllte Breccie auf. In ihr liegen verteilt gut gerundete Gerölle von rötlich-blaugrauem, rotstaubig anwitterndem Kalke. Meist haben die Gerölle nur Durchmesser von 1—1½ cm, doch kommen auch solche mit 3 und 4 cm Durchmesser vor. In diesen Geröllen (aber auch nur in diesen) finden sich mehr oder weniger zahlreich, unregelmäßig verteilt, die als Kalkalgen angesprochenen Reste. Einige Gerölle enthalten nur sehr wenige oder gar keine, andere wieder sehr viele Algen.

Beschreibung der Formen.

Die Formen sind durch die Herauswitterung aus dem Kalke erkennbar geworden. Selten sind sie aber in ihrer ganzen Länge gut erhalten, denn sie leisten der Verwitterung wenig Widerstand. Sie bestehen aus feinkristallinem Kalk, sind also umkristallisiert, und zeigen infolgedessen keine besondere Oberflächenskulptur und keine besondere Struktur der Wandungen. Auch eine mikroskopische Untersuchung zeigt keine strukturellen Besonderheiten.

Es handelt sich um zylindrisch-röhrenförmige Gebilde von fast gleichbleibendem Durchmesser ohne Poren. Sie sind mehr oder weniger gerade und zeigen schwache Biegungen. Verzweigungen kommen nicht vor. Nach dem unteren Ende verschmälert sich die Röhre nur unbedeutend und ist halbkugelförmig geschlossen. Die größte Länge ist 6,5 mm (ein nicht sicher dazu gehöriges Individuum zeigt 7,5 mm). Der Durchmesser der Röhren beträgt nach zahlreichen mikroskopischen Messungen im Durchschnitt 0,75 mm, er kann aber auch auf 0,48 und 1,08 mm gehen. Die Dicke der Wandung ist an demselben Stücke wechselnd. Es hat den Anschein, als ob durch die Umkristallisation das ursprüngliche Maß zerstört worden sei. Meist findet sich eine Dicke von 0,15—0,21 mm. Ein beträchtliches Stück des ganzen Durchmessers wird durch die Wandung eingenommen, so daß der Radius manchmal nur wenig größer ist als die Wanddicke. Häufig ist der innere Hohlraum durch kristallinen Kalk ausgefüllt, so daß in verwittertem Zustande das Vorhandensein einer Röhre nicht leicht zu erkennen ist.

Das Auftreten von Ringen oder Einschnürungen wurde nicht beobachtet. Stets erscheint die Oberfläche glatt oder rauh und gekörnelt. Dies ist aber wegen der Umkristallisation für die primäre Struktur ohne Bedeutung. In einem Falle ist eine Gliederung durch fast 1 mm entfernt stehende Einschnürungen zu sehen. Das Stück, das sich durch die große Länge von 7,5 mm auszeichnet, ist aber zu stark verwittert, als daß man mit Sicherheit eine primäre Erscheinung darin sehen könnte.

Systematische Stellung.

Über die systematische Stellung der beschriebenen Formen ist nach dem schlechten Erhaltungszustande kein genaues Urteil möglich. Zu den Gyroporellen[1] könnten sie vielleicht gehören, die sehr geringen Dimensionen unterscheiden sie aber von allen bekannten Formen. *Gyroporella aequalis* Gümbel könnte vielleicht als schwach verzierte Form in Frage kommen. Gümbel führt außerdem aus dem Himmelwitzer Dolomit Oberschlesiens eine Form unbestimmter Stellung als sehr häufig an, die nach seinen Angaben in den Größenverhältnissen gut passen würde: *Cylindrella silesiaca*. Von einer doppelten Wandung, wie er sie beschreibt, habe ich bei meinen Exemplaren freilich nichts erkennen können. Doch könnte die auffällig wechselnde Dicke der Wandung meiner Exemplare auf verschiedene Erhaltungszustände dieser Doppelwandung zurückzuführen sein.

Sollte auch bei besserer Erhaltung sich die beschriebene Form als eine glatte Röhre ohne Poren erweisen, so würde als morphologisch verwandt *Calcinema triasina* Bornemann in Frage kommen. Bornemann[2] (s. p. 290, Taf. XI, Fig. 2) fand im Schaumkalk von Mihla kleine Röhrchen mit ähnlichen Proportionen und völlig glatter Wandung, die er schon zu den Kalkalgen in die „Nähe der Charen und Daktyloporen“ stellen wollte. Allerdings haben seine Formen nur Durchmesser von 0,15—0,2 mm, sie befinden sich also ganz außer der Variationsbreite meiner Exemplare. Bei der geringen Kenntnis auf diesem Gebiete werden wir aber trotz dieses Unterschiedes beide Formen vereinigen können, bis uns gut erhaltene Individuen eine genaue Stellungnahme ermöglichen.

Gießen, den 14. Mai 1913. Mineralogisches Institut.

---

[1] C. W. Gümbel, Die Nulliporen des Tierreiches. II. Teil. Denkschr. d. bayr. Akad. d. Wiss. **11**. 2. Abt. p. 232—290. 1872.

[2] J. G. Bornemann, Beiträge zur Kenntnis des Muschelkalkes, insbesondere der Schichtenfolge der Gesteine des Unteren Muschelkalkes in Thüringen. Jahrb. d. kgl. preuß. geol. Landesanst. f. 1885. p. 267—320. 1886.

Kurze Antwort auf den Pávai'schen (?) Artikel (Sarmatischer Dacittuff etc.)

Von **St. v. Gaál.**

Der unparteiische Leser wird wahrscheinlich den Eindruck gehabt haben, daß der Artikel des Herrn Pávai (dies. Centralbl. Heft 6—7), besonders dessen zweiter Teil, von einem älteren Herrn inspiriert ist und im ganzen von einem sehr jungen Menschen herrührt. Der ganze Aufbau des Artikels und der Ton, welchen derselbe anschlägt, ist äußerst befremdend.

Ich muß noch bemerken, daß ich das ungarische Original, trotzdem mich meine Freunde darauf aufmerksam gemacht haben, nicht gelesen habe. Dafür hatte ich eben meine guten Gründe. Wenn ich nun schließlich doch auf den Artikel des Herrn Pávai antworte, so tue ich das um nachzuweisen, wer der eigentliche Urheber des betreffenden Artikels ist.

In meiner Abhandlung über die Neogenablagerungen des Siebenbürger Beckens habe ich mich tatsächlich wenig mit dem Herrn Pávai befaßt, ja ich habe sogar gewisse Erscheinungen anders als er gedeutet; das dürfte aber doch noch kein Grund dafür sein, so rückhaltslos und grob gegen mich aufzutreten.

Die sachlichen Gründe seines Schreibens sind geradezu ohne Belang. Er stellt z. B. fest, daß in der Nähe von Nagy-Enyed auch im Untersarmat Dacittuffbänke vorkommen. Erinnere ich mich wohl, so habe ich in meiner obenerwähnten Abhandlung dasselbe schon gesagt (p. 444). — Herr P. konstatiert, daß in der Umgebung von Nagy-Enyed das Sarmatikum auf einer ziemlichen Strecke vorkommt. Dasselbe habe auch ich hervorgehoben (p. 444). Er hebt nachdrücklich hervor, daß wir eine vollkommene Identität der Fauna der sarmatischen Schichten Siebenbürgens mit denen Südrußlands nicht erwarten dürfen; aber auch diesbezüglich muß ich darauf hinweisen, daß ich diese Ansicht nicht nur in meiner obenerwähnten Abhandlung, sondern bereits im Jahre 1911 in einem Spezialvortrag der damals bei uns üblichen Auffassung gegenüber als Novum ausgesprochen habe. In meiner öfters erwähnten Abhandlung (p. 461) steht Wort für Wort:

„Diese Frage (d. i. die Feststellung der maeotischen Stufe in Ungarn) wird nicht bloß auf Grund der Fossilien entschieden werden können, denn das können wir nicht erwarten, daß wir aus dem Siebenbürger Becken eine der meotischen Fauna Südrußlands idente ausweisen können. Ich suchte diese Übereinstimmung nicht, konnte sie auch meines Erachtens nicht einmal in den B- und C-Horizonten des Obermiocäns suchen, denn ich fand es natürlich, daß der äußerste, größtenteils umschlossene, vielleicht mit dem Rumpf gar nicht zusammenhängende Meeresspiegel andere physikalische Eigenschaften hatte" etc.

Noch kleinlicher erscheinen die Bemerkungen des Herrn P. darüber, daß ich seiner Ansicht nach die Spuren der Erosion an anderen Orten als er wahrgenommen habe (das mag wohl wahr sein, doch nicht zu meinen Ungunsten); daß ich von einem anderen Versteinerungsneste spreche (was ganz belanglos ist) und daß die tonigen Schichten im Sarmatikum anders gefärbt sind als im Pannonikum. Von mir aus kann Herr P. seine Orientierung auf Grund der Färbung ruhig fortsetzen.

Besonders schwer will er mir's zur Last gelegt haben, daß ich die Schichten mit dickschaligen Congerien irrtümlicherweise in das Obermiocän versetze, daß ich drei Versteinerungen falsch determiniert, die Antiklinalen nicht bemerkt und schließlich ein am Wasser schwimmendes eisenhaltiges Häutchen für Petroleum gehalten habe.

Bezüglich der dickschaligen Congerien will ich nur bemerken, daß dieselben meiner Wahrnehmung gemäß bereits im Miocän vorkommen. Und wenn dies nur eine Annahme wäre, so bin ich doch neugierig, wer imstande wäre, dieselbe mit einem Satz zu widerlegen. Herr P. keinesfalls!

Wie er dazu kommt, meine „falschen" Bestimmungen mit ins Gerede zu ziehen, ist geradezu verblüffend, da ich einerseits ihm das betreffende Material nicht zur Verfügung gestellt habe (und zwar wegen des Inhaltes seiner diesbezüglichen Forderung), andererseits aber alle Gelehrten des Erdballs der Unwissenheit geziehen werden dürften, wenn der Wert ihres Wissens davon abhängen sollte, ob sie je *Donax dentiger* für *lucida*, oder ein *Cyclostomum* für *Viripara*, oder aber Copiapit für ein neues Mineral (Jánosit!) angesehen haben u. dergl.

Was den Mangel an Scharfblick bei mir anbelangt, so will ich Herrn P. nur folgendes gesagt haben:

Den Aufschluß bei Oláh-Lapád (Par. Barsa) habe ich gesehen, und zwar richtig gesehen. Herr P. braucht nur noch einige Male nachzuforschen und wird dann dieselbe Erfahrung machen. Heute ist er noch allzusehr von seiner ersten großen (!) Arbeit, seiner Dissertation, eingenommen. Er hält dieselbe für unübertrefflich, hat aber das betreffende Profil im letzten Artikel — seiner ersten Anzeige gegenüber — ziemlich modifiziert dargestellt.

Was die Nichtwahrnehmung der Antiklinalen anbelangt, so habe ich dieselben tatsächlich nicht wahrgenommen und es scheint, daß auch andere Gelehrte anfangen an meinem Mangel an Scharfblick zu leiden. Herr P. scheint nicht wissen zu wollen, daß angesehene Fachmänner, die nach dem Erscheinen des Böckh'schen Artikels die Antiklinalen gesehen zu haben wähnten, jetzt nach dem Erscheinen der Gaál'schen Auseinandersetzungen dieselben nicht mehr sehen. Doch dies sei nur nebensächlich bemerkt. Ich will nicht denselben Fehler begehen, welchen Herr P. und noch einige Herren begangen haben, die wissenschaftliche Fragen mit Stimmen-

mehrheit zu entscheiden wünschen. Wie würde es nun Galilei, Lamarck oder Darwin ausgesehen haben, wenn man über ihre Lehren seinerzeit mit Stimmenmehrheit entschieden hätte?!

Aber, aber, zum Schluß kommt das Petroleum. Das Steinöl ist besonders wichtig, denn es hat mir den Schlüssel zu dem Artikel des jungen P. geliefert.

Eine detaillierte Behandlung verdient die Frage wirklich nicht. Genug an dem, ich glaubte bei der Gasforschung in einem Brunnen Spuren von Petroleum gefunden zu haben und teilte diese Beobachtung gelegentlich dem Herrn Dr. H. Böckh mit. Ihm allein habe ich mich so geäußert, und wenn jemand anderer Kenntnis davon hat, so kann er es nur von Herrn Oberbergrat Böckh erfahren haben. Übrigens war ich mir selber meines Irrtums bald klar, so daß ich die Petroleum-Frage weder in meinem Berichte, noch in meinen Notizen oder sonstigen Aufzeichnungen mit einem einzigen Worte berührte. Und noch ein unzweifelhafter Wegweiser! Die 30 bis 40 Aufzeichnungen auf meinen Karten, die, wie alle solcher Natur — laut den Äußerungen des Herrn Oberbergrat B. — Amtsgeheimnis bildeten. Ich erwähne dies auch bloß, um nun den wahren Grund des Entstehens des Pávai'schen Artikels kurz erörtern zu können, ohne aber mich an der Person irgend jemands vergreifen zu wollen.

In meiner Abhandlung über die Neogenablagerungen Siebenbürgens habe ich auseinandergesetzt, daß die die Mitte des Siebenbürger Beckens bedeckende Ablagerung ohne Faltungen ist, und daß es auch keine Durchspießungsfalten in Siebenbürgen gebe. Daraus folgt nun, daß Herrn Böckh's neueste Entdeckung, die Antiklinalen im Mezőség-Gebiete nicht existieren und wie Dr. Koch nachgewiesen, der Schichtenkomplex des Beckeninnern eine ungestörte Lagerung aufweist.

Ich muß nur noch hervorheben, daß meine Abhandlung sich ausschließlich mit dieser Frage befaßt, und ob ich dabei die Grenzen der Objektivität überschritten habe oder nicht, das mögen die geneigten Leser entscheiden.

Herr Böckh schien anfangs meine Ansichten nicht widerlegen zu wollen. doch durften dieselben nicht unbeantwortet bleiben. Herr B. duldet gewöhnlich keinen Widerspruch gegen seine eigenen Ansichten und ist bisher für dieselben immer schroff und scharf ins Feld gerückt; jetzt scheint er aber der Ansicht zu sein, es sei besser, einen jungen Mann, und zwar seinen Assistenten, in den Kampf zu schicken.

Charakteristisch ist nun dieses Verfahren gewiß!

Wie die Petroleum-Geschichte, so weisen auch die kartographischen Angaben auf ihn als den Helfershelfer hin. Er hat den Artikel im vorhinein gutgeachtet und dann in den Berg- und Hüttenmännischen Blättern ungarisch veröffentlicht. Und abermals war es Herrn Böckh's Idee, daß in einer Arbeit über die sarmatischen Dacittuffbänke von Nagy-Enyed die wichtigen Resultate

der Antiklinalen-Theorie nicht unerwähnt bleiben dürfen. Das weiß ich auch positiv, denn Herr B. pflegt auch die Tagespresse in dieser Hinsicht zu informieren.

Unparteiische Fachmänner machen gewiß einen Unterschied zwischen Forschungsresultaten und Bohrungsresultaten und es ist leicht festzustellen, daß an Orten, wo seit Jahrhunderten Methan aus dem Boden hervorbricht, die Bohrungen mit Erfolg ins Werk gesetzt werden können. Eine Antiklinallehre ist hier nicht vonnöten. Wo Herr B. rein auf Grund der Antiklinal-Theorie Bohrungen unternommen hat (wie bei M.-Ugra, Szent-Benedek, Szász-Régen, D.-Szt.-Márton, M.-Szt.-György), dort hatte er überhaupt nur Mißerfolge zu verzeichnen.

Nicht an dem Dacittuff von Nagy-Enyed ist es hier gelegen, und nicht dem Herrn Pávai ist es daran gelegen, sondern dem Herrn Böckh ist es an den Antiklinalen gelegen, — die tun ihm weh — sehr weh.

So einfach läßt sich diese komplizierte Geschichte entwirren!

Neue Instrumente und Beobachtungsmethoden.

Ueber die Herstellung von Dünnschliffen und Dauerpräparaten aus salzartigen, aus dem Schmelzfluss kristallisierten Stoffen.

Von **E. Korreng** in Berlin.

Die kristallographische Untersuchung von salzartigen Stoffen, die aus Schmelzflüssen entstanden sind, erfordert die Herstellung von Dünnschliffen oder Präparaten, die jene zu ersetzen vermögen, da sie das einzige Mittel bilden, die Ergebnisse der thermischen Analyse zu kontrollieren und zweifelhafte Fälle aufzuklären.

Über die Anfertigung von Salzdünnschliffen existiert eine Angabe von H. E. Boeke [1], wonach sie unter Vermeidung von Wasser und Alkohol nach den bei Silikatgesteinen üblichen Methoden herzustellen sind, und eine Anweisung von M. Naumann [2], die sich auf Gesteine von Salzlagerstätten bezieht. Naumann rät von dem Gebrauch von Eisenplatten und Petroleum ab und schlägt vor, eine matte Glasscheibe zu benutzen, auf der mit Smirgel und Erdnußöl geschliffen werden soll. — S. Zemczużny [3] empfiehlt, Salzschliffe nicht im durchfallenden, sondern im reflektierten Lichte zu untersuchen, weil sich Salzdünnschliffe von einer Dicke von 0,005—0,0025 mm, die der Größenordnung der Einzelheiten in den eutektischen Grundmassen entspricht, nur sehr schwer her-

[1] H. E. Boeke, Übersicht der Mineralogie, Petrographie und Geologie der Kalisalz-Lagerstätten. Berlin 1909. p. 30.

[2] M. Naumann, Beitrag zur petrographischen Kenntnis der Salzlagerstätte Glückauf-Sondershausen. Diss. Leipzig 1911. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXII. 1911. p. 594.

[3] S. Zemczużny. Zeitschr. f. anorg. Chem. 57, 3. 1908. p. 267.

stellen lassen. Zur Bestätigung und Aufklärung der Konzentrations-Temperatur-Diagramme von Salzgemischen können einfache Schliffflächen geeignet sein, dagegen lassen sie sich nicht benutzen zu kristallographischen und optischen Untersuchungen.

Nachstehend seien daher Erfahrungen mitgeteilt, die bei der Verarbeitung einer Anzahl kristallisierter Salzpaare zu Dünnschliffen gesammelt wurden.

I. Fast aus allen pyrogen erzeugten Salzgemengen lassen sich brauchbare Dünnschliffe herstellen. Dabei bereitet eine mäßige Hygroskopizität noch keine Schwierigkeiten. Unter Beachtung gewisser Vorsichtsmaßregeln konnten selbst noch Schliffe gewonnen werden aus wasserfreiem $LiCl$ und $CaCl_2$, sowie aus Gemengen, die reich an diesen sehr hygroskopischen Stoffen waren. Nur dann, wenn die Fähigkeit, Wasser aus der atmosphärischen Luft aufzunehmen, in noch stärkerem Maße auftritt, wie es beim reinen $ZnCl_2$ und $ZnCl_2$-reichen Mischungen mit anderen Metallchloriden der Fall ist, oder wenn die Reguli von einer so großen Anzahl von Spaltrissen durchzogen sind, daß ein Dünnschliff nicht genügend große und einheitliche Durchschnitte zur mikroskopischen Betrachtung bietet, wie es bei $SnCl_2$-haltigen Schmelzen beobachtet wurde, ist die Anfertigung von Dünnschliffen nach einer Methode, die der für Silikatgesteine üblichen nachgebildet ist, nicht möglich. In solchen Fällen empfiehlt sich die auf p. 412 beschriebene Herstellung von Präparaten, die direkt aus dem Schmelzfluß entstanden sind.

Es ist zweckmäßig, die Dünnschliffe sofort nach der Beendigung des Schmelzversuches anzufertigen, ehe durch Wasseraufnahme eine Hydratisierung der Versuchssubstanz erfolgt. Gemenge, die $LiCl$, $CuCl$, $MgCl_2$, $CaCl_2$, $CdCl_2$, $ZnCl_2$ oder $SnCl_2$ enthalten, dürfen nicht ungeschützt an der Luft liegen bleiben. Selbst wenn sie im Exsiccator aufbewahrt werden, entgehen sie nicht einem baldigen Zerfall. Muß das Schleifen dennoch hinausgeschoben werden, so umhüllt man einige zur Anfertigung der Dünnschliffe ausgewählte Bruchstücke, um sie zu konservieren, mit gehärtetem Kanadabalsam, indem man sie in siedenden Balsam eintaucht. Dabei ist zu beachten, daß Kanadabalsam von etwa 215 ° an, unter stetiger Veränderung seiner chemischen Zusammensetzung, kocht. Das Lösungsmittel (Xylol) verdampft schon bei ca. 165 °. Stoffe, die unterhalb dieser Temperaturen Veränderungen erleiden, dürfen daher nur kurze Zeit in der heißen Harzlösung verbleiben. Doch auch bei den so geschützten Präparaten beginnt nach einiger Zeit die Verwitterung, namentlich an scharfen Kanten, wo die Balsamschicht dünn ist. Deshalb sind sie in Papierbeuteln im Exsiccator oder in Präparatengläschen mit paraffinierten Pfropfen aufzubewahren.

Bei der Anfertigung von Dünnschliffen wird es meistens nötig sein, schnell zu arbeiten. Deshalb gehe man von vornherein nicht darauf aus, möglichst große Objekte herzustellen, denn diese zeigen

häufig in vielfacher Wiederholung nur das, was auch an kleineren erkannt wird. Ferner bereite man, ehe mit dem Schleifen begonnen wird, eine hinreichend große Anzahl von Objektträgern zum Aufkitten der Objekte vor, indem man in die Mitte eines jeden von ihnen einen Tropfen aus gehärtetem Kanadabalsam setzt. Das Härten des Balsams geschieht in einem kleinen Metallöffel über der Spiritusflamme. Es ist beendet, wenn sich eine Probe des Balsams nicht mehr zu klebrigen Fäden ausziehen, aber auch nicht nach dem Erkalten wie Glas zersplittern läßt. Zu weicher Balsam schmiert beim Schleifen, zu harter springt vom Objektträger ab und reißt den Dünnschliff mit sich. Auch den zum Eindecken des Schliffes zu benutzenden Balsam verdicke man durch mäßiges Erwärmen in einem Erlenmeyerkölbchen oder Porzellantiegel.

Als Material zum Schleifen empfiehlt sich Sandpapier von verschiedenen Feinheitsgraden (1, 0, 00), zum Nachschleifen und Polieren ist eine matte, völlig ebene Glasscheibe am besten geeignet. Es ist nicht ratsam, die Schliffe auf einer Eisen- oder Glasplatte mit Anwendung von Smirgel und Öl (Rizinus-, Oliven- oder Erdnußöl) herzustellen; denn selbst die feinsten Smirgelsorten nehmen die Schichten des Objektes zu schnell fort, andererseits verschmutzen die Dünnschliffe dadurch, daß sich Spalten und Hohlräume mit einer braunen Paste aus Smirgel und Öl ausfüllen, die kaum wieder entfernt werden kann.

1. Für die Herstellung einer ebenen Schliffläche ist nur Sandpapier auf fester ebener Unterlage zu verwenden. Bei hygroskopischen Stoffen schleift man möglichst schnell und geht bald auf unbenutzte Stellen des Sandpapiers über, um nicht in Pulver zu reiben, das inzwischen Wasser angezogen hat. Durch schnelles Schleifen auf dem die Wärme schlecht leitenden Sandpapier wärmt sich die geriebene Fläche so stark, daß in den meisten Fällen eine Hydratisierung des Schliffes nicht erfolgt. Taucht man dann die Schliffläche schnell in einen hinreichend großen Tropfen Rizinusöl auf der Glasplatte und poliert sie in diesem, indem man schnell rotierende Bewegungen ausführt, so ist auch die schädigende Wirkung des Wasserdampfes der Luft ausgeschaltet. Bei Stoffen, die nicht hygroskopisch sind, wendet man zum Polieren möglichst wenig oder kein Öl an. Wird es notwendig, die Glasplatte zu säubern, so reibt man sie mit absolutem Alkohol ab.

2. Wenn die Schliffläche in allen Teilen, namentlich auch an den Rändern, Spiegelglanz zeigt, wird das Präparat mit der Schliffläche auf den Objektträger aufgekittet. Darf das Objekt der Einwirkung der feuchten Luft nicht ausgesetzt werden, so ist schon vor Beendigung des Polierprozesses ein präparierter Objektträger so weit zu erwärmen, daß der Balsam fließt, und auf eine horizontale, die Wärme schlecht leitende Unterlage zu legen. In den noch flüssigen Balsam bringt man dann das Objekt und drückt

den Schliff an das Glas an, doch so, daß sich keine Luftblasen bilden oder zwischen Glas und Präparat stehen bleiben. Wurde der Schliff in Öl poliert, so muß das anhaftende Öl vor dem Aufkitten mit einem nicht faserndeu Tuche abgewischt werden.

3. Wenn der Balsam erkaltet ist, beginnt das Dünnschleifen des Objektes. Zum Schlusse geht man zu dem feinsten Sandpapier über und verringert die Geschwindigkeit des Schleifens bedeutend, damit nicht Stücke aus dem Objekte herausgerissen oder tiefgehende Schrammen erzeugt werden. Die letzten Schichten dürfen nicht zu schnell fortgehen. Deshalb entfernt man den überflüssigen Balsam auf dem Objektträger nicht vollständig. Das Salzplättchen liegt dann in einem Ring aus Kanadabalsam, der seine Ränder schützt und mit abgeschliffen werden muß, wenn das Präparat dünner werden soll. Löst sich bei dieser Behandlung der Dünnschliff stellenweise vom Objektträger, so genügt meist ein gelindes Erwärmen des Objektträgers und Andrücken des Dünnschliffes, um die entstandenen Hohlräume zu entfernen. Das Schleifen wird auf dem Sandpapier nicht weiter fortgesetzt, wenn man durch das Objekt hindurch schwarze Druckschrift lesen kann. Dann folgt das Nachschleifen und Polieren auf der Glasplatte. Für das Gelingen der Dünnschliffe aus hygroskopischen Salzgemengen ist auch hier die erste Bedingung, sie nicht der direkten Einwirkung der feuchten, atmosphärischen Luft auszusetzen. Immer bleibt wesentlich, daß Balsamknötchen, die sich beim Schleifen zuweilen auf der matten Glasscheibe festsetzen, sofort mit Alkohol oder Xylol entfernt werden. Selten genügt zur endgültigen Säuberung der Dünnschliffe, bevor sie eingedeckt werden, das Abstäuben mit einem Pinsel; auch die Anwendung von Alkohol verbietet sich in der Mehrzahl der Fälle, da Alkohol viele Salze schon bei Zimmertemperatur merklich löst[1]. Äther und Xylol sind nicht nur ihrer Feuergefährlichkeit wegen unbequem, sondern lösen auch den Balsam sehr schnell und gefährden den vollendeten Schliff dadurch, daß sie ihn von seiner Unterlage loslösen. Dagegen läßt sich der durch Schleifpulver verunreinigte Balsam leicht mit einem erwärmten Spatel entfernen, während die dem Dünnschliff selbst noch anhaftenden Teilchen durch Reiben auf der Glasplatte in öfters erneuertem Öl fortgeführt werden.

4. Da es nicht nötig ist, den vollendeten Dünnschliff auf einen anderen Objektträger zu übertragen, so kann er nunmehr eingedeckt werden mit warmem, leicht gehärtetem Balsam, auf den man ein angewärmtes Deckgläschen drückt. Die Verwendung von gehärtetem Balsam zum Eindecken ist geboten, wenn sich die Dünnschliffe längere Zeit unverändert halten sollen. Im gewöhnlichen Balsam bilden z. B. Li Cl, $Mg Cl_2$, $Ca Cl_2$, $Ba Cl_2$, $Sn Cl_2$ und die meisten Gemenge mit diesen Stoffen sehr bald Hydrate.

[1] Landolt-Börnstein-Roth, Phys.-chem. Tab. 1912. p. 566.

II. Aus sehr hygroskopischen Substanzen und solchen, denen auch durch Tränken mit Kanadabalsam genügende Verbandsfestigkeit nicht gegeben werden kann, oder die allzuviele Spaltrisse wegen im Dünnschliff nicht hinreichend durchsichtig werden, benutzt man Präparate, welche direkt aus einer Schmelze in einer dünnen Schicht zwischen zwei Deckgläsern kristallisiert sind. Sie lassen sich leicht mit Hilfe eines heizbaren Präpariertischchens herstellen, auf dem man ein Deckglas zur Aufnahme einer möglichst geringen Substanzmenge erhitzt hat. Die Substanz entnimmt man mit einem Glasstabe der flüssigen Schmelze, um sie möglichst wasserfrei und, falls es sich um eine Mischung handelt, in richtiger Konzentration auf das Deckglas zu bringen. Dort wird sie sofort mit einem zweiten Deckglas bedeckt und mit vergrößerter Heizflamme geschmolzen. Sie fließt dann zwischen den beiden Gläschen zu einer dünnen Schicht aus. Um die Kristallisation eintreten zu lassen, verkleinert man die Flamme. Dabei ist zu beachten, daß die Kristalle um so schöner werden, je langsamer die Abkühlung erfolgt. Das noch warme Präparat drückt man darauf in einen dünnflüssigen Tropfen aus gehärtetem Kanadabalsam, der sich auf einem Objektträger befindet, so daß die Ränder des Präparates überflossen werden. Auf diese Weise ist es gegen die Einwirkung der Luftfeuchtigkeit geschützt und kann als Dauerpräparat für kristallographische Untersuchungen Verwendung finden.

Zum weiteren Schutz können nach einigen Tagen die Ränder der Deckgläschen sowohl bei den Dünnschliffen als auch bei den Dauerpräparaten mit Maskenlack oder Asphaltlack umzogen werden.

Berlin, Min.-petrogr. Institut der Universität, Dez. 1912.

Versammlungen und Sitzungsberichte.

Londoner Mineralogische Gesellschaft. Zusammenkunft am 11. März unter dem Vorsitz des Vize-Präsidenten Professor H. L. Bowman.

W. Campbell Smith: Die Mineraliensammlung von Thomas Pennant (1726—1798). Die Sammlung, die von dem Earl of Denbigh neuerdings dem British Museum überwiesen wurde, ist begleitet von drei im Jahr 1729 geschriebenen Manuskriptbänden. Die darin angewandte Klassifikation beruht, mit einigen Abänderungen, auf Woodward's „Natural History of the Fossils of England" von 1729. Speziell werden die von Borlase, Pontoppidan und da Costa stammenden Stücke erwähnt, eingehender werden die Mineralien von Flintshire behandelt. Einige Stücke sind von Pennant in: „A Tour in Wales" beschrieben.

Arthur Russel: Die Mineralien und Mineralfundorte von Montgomeryshire. Von den beschriebenen Mineralien sind die bemerkenswertesten: Aurichalcit von Llanymynech Hill Mine,

Llanymynech; Harmotom in Doppelzwillingen, mit Schwerspat und Witherit von der Cwm-orog Mine, Llangynog; Hydrozinkit als merkwürdige rezente Ablagerung, an den Seiten in einem Horizont der Van Mine, Llanidloes; Pyromorphit, Aberdeunant Mine, Llanidloes, und Llanerch-yr-aur Mine, Llanbrynmair; Witherit von Cwm-orog Mine, Llangynog, Gorn Mine, Pen-y-Gaer Mine, und Pen-y-clyn Mine, Llanidloes. Die Kristalle von dem letzteren Fundort sind wegen des fast gänzlichen Verschwindens der abwechselnden Flächen der pseudohexagonalen Prismen und Pyramiden erwähnenswert.

Dr. G. F. Herbert Smith: Ein neuer stereographischer Transporteur. Das neue Instrument besteht aus einem Bogenlineal, gebildet von einer Kombination von Federn, das innerhalb der Grenzen, für die es bestimmt ist, sehr nahe die Krümmung einer Kreislinie behält. Im Zentrum des Bogens ist es an einem Arm befestigt, der sich in einer Rinne verschiebt und eine Skala trägt, an der das Azimut des entsprechenden Großkreises abgelesen werden kann. Eine andere Kante des Transporteurs trägt die übliche Tangentenskala, mit der die Stellung des Zirkels zum Ziehen aller Kreise entsprechend den Großkreisen, die einen Winkel bis zu 50^0 mit der Ebene des Grundkreises machen, bestimmt werden kann. Die Skalen entsprechen einem Radius von 10 cm.

Besprechungen.

J. Beckenkamp (in Würzburg): Statische und kinetische Kristalltheorien. Erster Teil: Geometrische Eigenschaften der Kristalle und deren Veranschaulichung durch geometrische Strukturbilder. (gr. 8^0, mit 303 Textabbildungen. Berlin 1913; Verlag von Gebr. Borntträger.)

Der erste Teil des im Titel angegebenen Werkes enthält eine kritische Übersicht über die Entwicklung der Strukturtheorien von Haüy bis zur Gegenwart.

Nach dem gewöhnlichen Sprachgebrauche nennt man einen Körper homogen, wenn er sich nicht in kleinere Einzelbestandteile räumlich auflösen läßt. Diese Definition ist aber unbestimmt, weil sie je nach der verwendeten Methode der Untersuchung zu verschiedenen Resultaten führt. Für manche praktische Fälle genügt sie, aber weniger geeignet ist sie für theoretische Untersuchungen; namentlich ist sie ungenügend zur Charakterisierung der Molekularstruktur, also auch der atomistischen Strukturarten der Kristalle, wie sie von Haüy, Hessel, Bravais, Sohncke, Schoenflies u. a. aufgestellt wurden. Verf. hat deshalb schon früher (1891) folgende Definition aufgestellt: „Schreitet man innerhalb eines homogenen Körpers auf irgend einer geraden Linie fort, so müssen sich auf derselben alle Verhältnisse periodisch wiederholen, solange die Homogenitätsgrenze nicht überschritten wird.“ „Die Periode der homogenen

Masse eines Kristalls hat submikroskopische Dimensionen." Für Körper, welche in diesem Sinne zwar nicht homogen sind, aber bei einer bestimmten Untersuchungsmethode keine Zusammensetzung aus einzelnen Teilen erkennen lassen, hält Verf. die von anderen Autoren eingeführte Bezeichnung „quasi homogen" für sehr geeignet.

Bezüglich der Bedeutung der 32 Symmetrieklassen nimmt Verf. eine von der Ansicht Hessel's, welcher auch die Mehrzahl der neueren Autoren sich anschließt, abweichende Stellung ein; Hessel stellt sich die Aufgabe, „zu ermitteln, wie viel und in welcher Anordnung gelegene gleichwertige Teile ein Raumding darbieten kann", und kommt zu dem Resultat, daß 32 durch ihre Symmetrie verschiedene Anordnungen geometrisch möglich sind. Da die Teile des Raumdings qualitativ und quantitativ gleich sein sollen, so genügen die Hessel'schen Strukturarten der Kristalle dem vom Verf. definierten Begriff der Homogenität. Die Beobachtung lehrt, daß gesetzmäßige Gruppierungen von gleichartigen Teilen bei den Zwillingen vorliegen; aber bei diesen fehlt die Notwendigkeit der gleichen Größe der einzelnen Individuen; die Zwillinge sind deshalb keine homogene, sondern heterogene Gebilde. Die Theorie Mallard's betrachtet die höheren Klassen sämtlich als heterogene Gebilde von triklinen Individuen unter Zuhilfenahme des von ihm aufgestellten Prinzips der „isomorphen Mischung von Raumgittern". Für die Möglichkeit des letzteren Prinzips fehlt aber sowohl der Beweis der physikalischen Möglichkeit als auch der Nachweis des tatsächlichen Vorkommens, und wenn man dieses Prinzip nicht anerkennt, dann kann man nach der Mallard'schen Theorie außer für die Kristalle der triklinen, monoklinen und rhombischen Syngonie nur Pseudoformen der höheren Syngonien aus den triklinen Elementen aufbauen.

Im Gegensatz zur Mallard'schen Auffassung nimmt Verf. für jede Syngonieart feste Molekülgruppen an, deren physikalische Begründung allerdings erst im zweiten Teil folgen soll. Diese Gruppen, die „Kristallmoleküle" oder „physikalischen Moleküle", müssen genau die Bedingungen der verschiedenen Syngoniearten erfüllen; sie bilden die Stammformen, aus welchen sich durch parallele Wiederholung im Raume die homogene Masse aufbaut; durch homogene Deformation der regulären Gruppen bezgl. homogenen Massen entsteht die Gruppe bezgl. homogene Masse der übrigen Syngoniearten. Aus größeren oder kleineren Partikeln der homogenen Massen entstehen die höheren Klassen der entsprechenden Syngonieart nach den Gesetzen der Ergänzungszwillinge. Die Kristalle der höheren Klassen einer Syngonieart sind deshalb entweder „quasi homogene" Körper infolge inniger Mischung verschieden orientierter homogener Massen, oder Ergänzungszwillinge, deren Individuen den verschieden orientierten Anwachspyramiden entsprechen. Verf. zeigt, daß eine sich mehr an die ältere Methode der Ableitung der Hemiedrien anschließende Methode zu genau denselben 32 Symmetrieklassen führt wie die Hessel'sche Methode,

und läßt durch den erwähnten, diesem Abbau entsprechenden Aufbau die höheren Klassen aus den niederen Klassen zustande kommen, ohne jene durch die Beobachtung nicht gebotene Beschränkung bezüglich der Größe der einzelnen Teile einführen zu müssen.

Nach der Theorie der streng homogenen Struktur soll bei den höher wie bei den niedriger symmetrischen Klassen einer Syngonie die Symmetrie der äußeren Umgrenzung eines Kristalls auch die der homogenen Masse sein. Nun lehrt aber die fortschreitende Erfahrung, daß gerade die verbreitetsten, und deshalb am besten bekannten, früher für homogen gehaltenen Kristalle tatsächlich heterogene Aggregate sind. Nur ein Beispiel möge an dieser Stelle hierfür genügen: Der scheinbar einfache Aragonitkristall stellt teils (z. B. bei dem Vorkommen von Aragonien) ein faseriges Aggregat nach der Achse *a* und auch nach der Achse *c* dar, teils (z. B. bei den böhmischen Vorkommen) ein lamellares Aggregat nach der Fläche *k* (P$\breve{\infty}$, [011]). Wenn nun aber der äußerlich (rhombisch) holoëdrisch erscheinende Aragonitkristall tatsächlich kein homogener Körper ist, dann fehlt für die Annahme, daß die Symmetrie seiner homogenen Masse mit der der geometrischen Umgrenzung übereinstimme, die Berechtigung.

Man könnte einwenden, die Verallgemeinerung von Beobachtungsresultaten, die zwar bei vielen, aber doch nicht bei allen Kristallen gewonnen wurden, sei unstatthaft; es soll deshalb diese Frage auch von einem allgemeineren Gesichtspunkt aus erwogen werden.

Zur Zeit, als Hessel seine Theorie der 32 Symmetrieklassen aufstellte (1831), kannte man weder die große Verbreitung der (heterogenen) Aggregatstruktur, noch das Größenverhältnis zwischen dem Moleküldurchmesser und der Auflösbarkeit zweier getrennter Punkte durch das Mikroskop. Bemerkt doch Chr. S. Weiss (1804): „Mache man die Atome so klein, wie man immer will, das Licht wird mit seiner Feinheit doch jederzeit sich messen können.“ Für die Existenz submikroskopischer Zwillingsbildung ließ demnach diese Vermutung nur eine geringe Wahrscheinlichkeit zu. Wir wissen aber heute, daß der Durchmesser eines Moleküls die Größenordnung 10^{-8} cm hat, daß dagegen die Auflösbarkeit zweier Punkte vermittelst des Mikroskops im günstigsten Falle nur möglich ist, wenn deren Abstand etwa die Dimension 10^{-5} cm hat, und soll etwa die Symmetrie einer Ätzfigur noch erkennbar sein, dann muß man die zuletzt genannte Größe noch wenigstens mit 10, vielleicht sogar mit 100 multiplizieren. Etwas niedriger kann die Dimension sein, wenn die Aggregatstruktur nicht durch Ätzfiguren, sondern durch entgegengesetzte Drehung des Lichtes von enantiomorphen Teilen nachgewiesen werden soll. Allgemein wird man aber behaupten dürfen: Findet in einer an sich streng periodischen Reihe auf etwa je 10000 Moleküle auch nur einmal ein Wechsel zwischen zwei Zwillingsstellungen statt, dann kann die hierdurch zustande kommende quasi homogene Masse im allgemeinen weder geometrisch noch physikalisch von einer streng homogenen Masse

unterschieden werden, bei welcher das betreffende Zwillingselement Symmetrieelement (Deckachse oder Spiegelebene) ist. Beobachten wir demnach bei einem Körper nur ausnahmsweise eine Aggregatstruktur, welche auf eine geringere Symmetrie hinweist als wir bei diesen Körpern gewöhnlich beobachten, so ist der Schluß berechtigt, daß bei den meisten Vorkommen dieses Körpers die gleiche Zwillingsbildung sich so oft wiederholt, daß die Größe der einzelnen homogenen Teile unterhalb der Schwelle der mikroskopischen Auflösbarkeit liegt.

Sowohl die Ableitung Hessel's als die des Verf.'s ergibt, wie erwähnt, die geometrische Möglichkeit der Existenz von 32 Symmetrieklassen. Im großen und ganzen finden sich diese auch in der Kristallwelt verwirklicht. Abgesehen davon, daß zwei Klassen mit verhältnismäßig niedriger Symmetrie bis jetzt unter den Kristallen noch nicht nachgewiesen werden konnten, ist es eine schon lange bekannte Tatsache, daß die niederen Klassen der einzelnen Syngoniearten ungleich selteuer sind als die höheren. Vom Standpunkt Hessel's gibt es dafür keine Erklärung, vom Standpunkt des Verf.'s ist dies von vornherein zu erwarten. Wenn wir die große Verbreitung der makroskopisch oder mikroskopisch wahrnehmbaren Zwillingsbildungen berücksichtigen, dann erscheint es selbstverständlich, daß es auch noch sehr viele Zwillinge geben muß, deren homogenen Bestandteile von einer Größenordnung sind, welche unterhalb der Schwelle der Auflösbarkeit liegt, und bei welchen die den zwillingsfreien oder den zwillingsarmen Zustand darstellenden niederen Klassen der betreffenden Syngonie einen Ausnahmefall darstellen. Beobachten wir andererseits bei einem Mineral, welches gewöhnlich höher symmetrisch gefunden wird, ausnahmsweise eine niedrigere Symmetrie bei gewissen Fundorten, so müssen bei der Entstehung der selteneren Form besondere Umstände, vielleicht sehr langsame Ausscheidung unter möglichst gleichbleibenden Bedingungen, die sonst regelmäßig auftretende Zwillingsbildung nicht begünstigt haben.

Ein mehr praktisches Interesse dürften für manchen Leser die in den §§ 11 und 12 angegebene Methode der Berechnung der Kristalle auf Grund des Prinzips der kleinsten Quadrate und die p. 114 und 115 stehende Tabelle der 32 Symmetrieklassen bilden. Diese Tabelle läßt sowohl die Beziehungen der einzelnen Klassen nach ihrer Meroëdrie als auch nach ihren Symmetrieelementen leicht übersehen.

Eine besondere Bedeutung wird endlich den sog. „Pseudoformen" zugeschrieben, deren Stellung aber erst bei der Besprechung der physikalischen Eigenschaften der Kristalle, welche im zweiten Teile des Werkes erfolgen soll, vollständig klar gelegt werden kann.

J. Beckenkamp.

Personalia.

Gestorben: Dr. E. **Holzapfel**, Professor der Geologie und Paläontologie in Straßburg i. E.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ueber das Löslichkeitsschema K Cl, Mg Cl_2 und Wasser (Carnallitschema) bei 50°.

Von J. Uhlig in Bonn.

Mit 1 Textfigur.

Benutzte Literatur:

1. J. H. van't Hoff, Zur Bildung der ozeanischen Salzablagerungen. I. 1905
2. Untersuchungen über die Bildungsverhältnisse der ozeanischen Salzablagerungen, insbesondere des Staßfurter Salzlagers; von van't Hoff und seinen Mitarbeitern, herausgegeben von H. Precht und E. Cohen. 1912.
3. H. E. Boeke. Über das Kristallisationsschema der Chloride, Bromide, Jodide von Natrium, Kalium und Magnesium, sowie über das Vorkommen des Broms und das Fehlen von Jod in den Kalisalzlagerstätten. Zeitschr. f. Krist. **45**. (1908.) p. 346—391.
4. W. Biltz und E. Marcus, Über Ammoniumcarnallit. Zeitschr. f. anorg. Chemie. **71**. (1911.) p. 166—181.

Das Löslichkeitsschema K Cl, Mg Cl_2 und Wasser ist von van't Hoff und seinen Mitarbeitern nur für die Temperaturen von 25° und 83° zahlenmäßig festgelegt worden, für die letztere Temperatur außerdem nur für den Fall, daß gleichzeitig Sättigung an Chlornatrium herrscht. Für irgendwelche zwischenliegende Temperaturen muß man sich begnügen, das Diagramm mit Hilfe der van't Hoff'schen Zahlen für die genannten Temperaturen zu interpolieren. Zur Prüfung der Frage, inwieweit die interpolierten Werte mit der Wirklichkeit übereinstimmen, wurden die im nachfolgenden besprochenen Löslichkeitsbestimmungen vorgenommen. Da sich in einem Punkte eine bemerkenswerte Abweichung von dem van't Hoff'schen Zahlenmaterial ergab, welches danach in dieser Hinsicht einer kleinen Korrektur bedarf, so schien mir eine kurze Veröffentlichung meiner Resultate nicht überflüssig zu sein.

Für die Löslichkeitsbestimmungen wurde Wasser bezw. eine schon annähernd eingestellte Lösung mit den betreffenden Bodenkörpern (unter Verwendung Kahlbaum'scher Präparate) in einem 200 ccm fassenden Gefäß innerhalb eines Thermostaten, dessen Temperatur durch einen Ostwald'schen Thermoregulator konstant gehalten wurde, rotieren gelassen, bis der Chlorgehalt sich nicht mehr änderte. Außerdem wurden die Bodenkörper unter dem

Mikroskop geprüft. Für den Sättigungspunkt $KCl/KMgCl_3 \cdot 6H_2O$ (Sylvin/Carnallit) bestehen nach VAN'T HOFF (1. p. 31) hierbei insofern Schwierigkeiten, als der Sylvin sich gern durch Ausfällung von Chlormagnesium aus der Lösung mit Carnallit überkrustet und dadurch der Lösung entzogen wird. Davon konnte ich mich in der Tat auch unter dem Mikroskop überzeugen. Sind beide Bodenkörper getrennt vorhanden, so sieht man die optisch isotropen, oft einseitig verzerrten Würfelchen von Sylvin neben den gewöhnlich kleineren Körnchen oder sechsseitig begrenzten Kriställchen des im Weiß höherer Ordnungen polarisierenden Carnallits liegen. Mehrfach ließ sich dagegen auch beobachten, wie die Sylvinwürfel mit einem weißlich polarisierenden Carnallitaggregat vollständig überzogen waren. Um dieser Fehlerquelle zu entgehen, verfuhr ich folgendermaßen: Es wurde zunächst Sättigung an Carnallit bewirkt, bis eine größere Menge davon als Bodenkörper vorhanden war, und dann vorsichtig in kleineren Portionen Chlorkalium zugegeben, bis das Mikroskop erkennen ließ, daß es unverändert blieb. Hierauf wurde nochmals eine größere Menge davon zugegeben, und unter mehrfacher mikroskopischer und chemischer Prüfung weiter rotieren gelassen. Zur Probeentnahme der Lösung diente eine VAN'T HOFF'sche Hahnpipette mit Watte-Filtriervorlage. Die Lösungen wurden gewogen, nicht volumetrisch ausgemessen. Des weiteren wurde dann Chlor nach MOHR titriert, Kalium nach der Perchloratmethode oder, wenn es nur in geringen Mengen anwesend war, teilweise zur Kontrolle als Kaliumplatinchlorid bestimmt. Magnesium bestimmte ich anfangs als Pyrophosphat, da aber die Kontrollbestimmungen hierbei weniger gut übereinstimmten als diejenigen des Chlors und des Kaliums, so zog ich vor, $MgCl_2$ aus dem gesamten Cl-Gehalt nach Abzug des im KCl enthaltenen geringen Anteils zu berechnen. Durch diese Abrechnung sind wegen der nahen Übereinstimmung der für KCl gefundenen Werte sicher keine bemerkenswerten Fehler entstanden. Im übrigen ist aber die Bestimmung von $MgCl_2$ aus dem Cl-Gehalt schon deshalb vorzuziehen, weil $MgCl_2$ ca. 75 Gewichtsprozente Cl und nur 25% Mg enthält, außerdem die Titration des Chlors gewöhnlich sehr genaue Werte liefert. Der Wassergehalt der Lösung ergab sich nach Berechnung von KCl und $MgCl_2$ aus der Differenz.

Für die einfachen Löslichkeiten von Chlorkalium und Chlormagnesium konnten die bereits bekannten Werte benutzt werden. Eine gesättigte Chlorkaliumlösung enthält bei 50° (2. p. 15):

A'. 103,3 Mole KCl auf 1000 Mole H_2O.

Was die Sättigung an Chlormagnesium betrifft, so sind nach BILTZ und MARCUS die in den VAN'T HOFF'schen Tabellen und Diagrammen (1. p. 14, 17 usw.) angegebenen Werte den älteren Bestimmungen von LÖWENHERZ entnommen und etwas zu hoch,

obwohl van't Hoff und Meyerhoffer nachträglich noch die richtigen Werte bestimmt haben. Nach Biltz und Marcus (4. p. 169) beträgt die Löslichkeit des Chlormagnesiums bei 50°:

110,6 Mole $MgCl_2$ auf 1000 Mole H_2O.

Nach meinen Bestimmungen müßte der Wert für $MgCl_2$ ein wenig höher (ca. 112) sein, da ich bereits für den Sättigungspunkt $MgCl_2 \cdot 6\,H_2O/KMgCl_3 \cdot 6\,H_2O$ bei 50° fand: 111,9 Mole $MgCl_2$, 1,2 Mole KCl auf 1000 Mole H_2O, und die an Chlormagnesium allein gesättigte Lösung dann wohl noch etwas mehr als 111,9 Mole $MgCl_2$ enthalten muß. In Anpassung an die übrigen Werte ist daher in das Diagramm ein Sättigungspunkt (B') für Chlormagnesium mit reichlich 112 Mole $MgCl_2$ eingetragen[1]. Übrigens möchte ich hierzu bemerken, daß Biltz und Marcus (4. p. 171) selbst bei ihren Bestimmungen an Ammoniumcarnallit für den Sättigungspunkt $MgCl_2 \cdot 6\,H_2O/(NH_4)MgCl_3 \cdot 6\,H_2O$ bei 50° fanden: 111,2 Mole $MgCl_2$, 0,8 Mole NH_4Cl auf 1000 Mole H_2O.

Die von mir ausgeführten Löslichkeitsbestimmungen sind in den folgenden Tabellen zusammengestellt, wobei zu erwähnen ist, daß bei Kontrollbestimmungen die Lösung jedesmal mit von neuem hergestellten Bodenkörpern gerührt wurde:

1. Sättigung an Chlorkalium und Carnallit:

	gefunden:		berechnet:			
	% Cl	% KCl	% $MgCl_2$	% H_2O	Mole pro 1000 Mole H_2O	
I.	23,10	4,13[1]	28,38	67,49	79,55 $MgCl_2$,	14,78 KCl
II.	23,08	4,21[1]	28,31	67,48	79,37 $MgCl_2$,	15,07 KCl

Im Mittel: **79,5 Mole $MgCl_2$ und 14,9 Mole KCl auf 1000 Mole H_2O (E').**

2. Sättigung an Magnesiumchloridhexahydrat und Carnallit:

	gefunden:		berechnet:			
	% Cl	% KCl	% $MgCl_2$	% H_2O	Mole pro 1000 Mole H_2O	
I.	27,79	0,34[2]	37,10	62,56	112,2 $MgCl_2$,	1,31 KCl
II.	27,69	0,33[2]	36,97	62,70	111,5 $MgCl_2$,	1,28 KCl
III.	27,74	0,27[3]	37,07	62,65	111,9 $MgCl_2$,	1,04 KCl
IV.	27,77	0,31[3]	37,10	62,59	112,1 $MgCl_2$,	1,18 KCl

Im Mittel: **111.9 Mole $MgCl_2$ und 1.2 Mole KCl auf 1000 Mole H_2O (F').**

[1] Nach Wilson (2. p. 124. 125) existiert für 25° die Regel, daß in gemischten Lösungen „jedes eintretende Doppelmolekül Chlorkalium ein Fünftel Molekül Chlormagnesium verdrängt", während nach van't Hoff, Sachs und Biach (2. p. 253) bei 83° eine „äquimolekulare Verdrängung" stattfindet, für jedes Molekül KCl also ein Molekül $MgCl_2$ ausscheidet.

[2] Als $KClO_4$ bestimmt.

[3] Als K_2PtCl_6 bestimmt.

Interpoliert man nach den van't Hoff'schen Daten für die entsprechenden Sättigungspunkte für 25 und 83° unter der Voraussetzung, daß die Löslichkeit genau proportional der Temperatur wächst, so ist zu berücksichtigen, daß die bei van't Hoff (1. p. 60) für 83° angegebenen Zahlen sich unter gleichzeitiger Sättigung an NaCl verstehen. Je nachdem man die an der zitierten Stelle zu findenden Werte unmittelbar benutzt oder eine Korrektur nach der oben erwähnten Regel van't Hoff's anbringt, ergeben sich für $MgCl_2$ die an erster bezw. an zweiter Stelle stehenden Mittelwerte für 50°, nämlich:

1. bei Sättigung an Chlorkalium und Carnallit:

auf 1000 Mole H_2O 80,9 bezw. 82 Mole $MgCl_2$ und 14,9 Mole KCl,

2. bei Sättigung an Magnesiumchloridhexahydrat und Carnallit:

auf 1000 Mole H_2O 110,2 bezw. 111 Mole $MgCl_2$ und 2,9 Mole KCl.

Die Übereinstimmung zwischen den interpolierten Werten und den von mir für 50° direkt bestimmten ist also eine befriedigende bis auf den KCl-Gehalt beim zweiten Sättigungspunkt ($MgCl_2 \cdot 6H_2O/KMgCl_3 \cdot 6H_2O$), wofür sich nach van't Hoff ein etwa $2\frac{1}{2}$ mal so hoher Wert ergibt als nach meinen Feststellungen. Nun ist daran zu erinnern, daß die von van't Hoff in seinen Tabellen und Diagrammen für 25° benutzten Werte teilweise noch auf den älteren Bestimmungen von Löwenherz beruhen, und daß hierzu van't Hoff selbst gelegentlich bemerkt (vgl. 2. p. 16 Fußnote, p. 25 usw.), daß für die Sättigung an Magnesiumchloridhexahydrat und Carnallit bei 25° (1000 H_2O, 105 $MgCl_2$, 2 KCl) „wahrscheinlich die Kaliumchloridmenge noch etwas hoch ist" (2. p. 25). Eine später wiederholte Bestimmung des vermeintlichen Sättigungspunktes „Chlorkalium, Carnallit" (vgl. 2. p. 16 Fußnote) ergab: 1000 H_2O, 98 $MgCl_2$, 0,6 KCl. Infolge von Überkrustung des Chlorkaliums (vgl. 1. p. 31) bei der Löslichkeitsbestimmung entspricht dieser Wert aber näher dem Sättigungspunkt „Chlormagnesium, Carnallit", so daß für diesen selbst jedenfalls ein ähnlich niedriger KCl-Wert in Betracht kommt, also etwa einzusetzen ist:

Sättigung an Chlormagnesium und Carnallit bei 25°

1000 H_2O, 105 $MgCl_2$, 0,6 KCl.

Hiermit stimmen dann auch gut die von van't Hoff und Meyerhoffer für den gleichen Sättigungspunkt bei Anwesenheit von Chlornatrium für 25° ermittelten Werte überein (2. p. 74), nämlich:

1000 H_2O, 103,5 $MgCl_2$, 0,56 KCl, 2 NaCl.

In dem beigegebenen Diagramm (Fig. 1) entspricht der Punkt F im unteren Linienzug den so korrigierten van't Hoff'schen Werten (1000 H_2O, 105 $MgCl_2$, 0,6 KCl) für 25°. Der Sättigungspunkt E

(KCl, Carnallit) ist nach späteren, offenbar genauen Wiederholungsbestimmungen van't Hoff's (vgl. 1. p. 30, 31) eingezeichnet (72,5 $MgCl_2$, 11 KCl), für A wurde der Wert 87 KCl auf 1000 H_2O (nach Landolt und Börnstein's Angaben interpoliert, vgl. 2. p. 15) benutzt. Der Sättigungspunkt für Chlormagnesium B (104,5 $MgCl_2$ auf 1000 H_2O nach Biltz und Marcus, 4. p. 169) fällt im Dia-

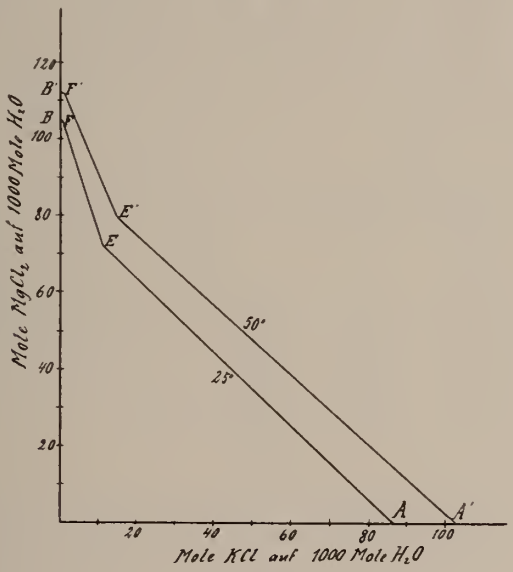


Fig. 1.
Sättigungsdiagramm KCl/$MgCl_2$ bei 25° und 50°.

gramm nahezu mit dem Punkte F zusammen. Der obere Linienzug stellt das Löslichkeitsschema für 50° nach meinen oben mitgeteilten Bestimmungen dar. Die entsprechenden Löslichkeiten für 83° sind von van't Hoff nur bei gleichzeitiger Sättigung an Chlornatrium ermittelt worden unter Benutzung seines Interpolationsverfahrens (vgl. 2. p. 253). Von ihrer Eintragung in das Diagramm ist daher abgesehen worden. Da ich meine diesbezüglichen Arbeiten leider unterbrechen mußte, konnte ich selbst bisher keine Kontrollbestimmungen für 25° und 83° vornehmen.

Es ist bemerkenswert, daß die Punkte F und F' des Diagramms, das sind zugleich die Kristallisationsendpunkte, außerordentlich nahe an die Ordinate fallen, auf welcher die Sättigungspunkte für Chlormagnesium allein liegen, so daß also in einer gesättigten Chlormagnesiumlösung Chlorkalium bei 25° und 50° nahezu unlöslich ist. Dabei ist bedeutsam, daß das gleiche für den Kristallisationsendpunkt im Kaliumbromcarnallitdiagramm von Boeke (3. p. 353, 354) und für das

Ammoniumchlorcarnallitdiagramm von Biltz und Marcus (4. p. 171) festgestellt wurde. Die beiden letzteren Autoren (a. a. O.) bezeichneten unter Zugrundelegung der bei van't Hoff sich findenden Daten es geradezu als eine Besonderheit des Kaliumchlorcarnallitdiagramms, daß der Sättigungspunkt $MgCl_2 \cdot 6H_2O/KMgCl_3 \cdot 6H_2O$ wesentlich weiter von der $MgCl_2$-Achse abliege als die entsprechenden Punkte im Ammoniumchlorcarnallit- und im Kaliumbromcarnallitdiagramm. Nach der mitgeteilten Berichtigung der Daten bei van't Hoff ist dies also nicht mehr aufrecht zu erhalten. Eine Zusammenstellung der Werte der F-Punkte für die drei verschiedenen Carnallitdiagramme, soweit sie bisher vorliegen, wird die nahe Übereinstimmung am besten dartun:

Sättigungspunkt:	Mole pro 1000 Mole H_2O: bei 25°	bei 50°
$MgCl_2 \cdot 6H_2O/KMgCl_3 \cdot 6H_2O$	105 $MgCl_2$; 0,6 KCl	111,9 $MgCl_2$; 1,2 KCl
$MgCl_2 \cdot 6H_2O/NH_4MgCl_3 \cdot 6H_2O$ (Biltz und Marcus. p. 170, 171)	103,8 $MgCl_2$; 0,5 NH_4Cl	111,2 $MgCl_2$; 0,8 NH_4Cl
$MgBr_2 \cdot 6H_2O$ $KMgBr_3 \cdot 6H_2O$ (Boeke, p. 353)	99,0 $MgBr_2$; 0,4 KBr	—

Der vorliegende kleine Beitrag zur Kenntnis des Carnallitdiagramms ist im Mineralogischen Institut der Universität Halle entstanden, wo ich mich im März und April d. J. aufhielt, um mich in die Methoden der physikalisch-chemischen Mineralogie einzuarbeiten. Herrn Professor Dr. H. E. Boeke möchte ich für die gastfreundliche Aufnahme in seinem Institut sowie für die unausgesetzte Anteilnahme und Förderung meiner Arbeiten auch an dieser Stelle meinen wärmsten Dank aussprechen.

Epidesmin, ein neuer Zeolith.

Von **V. Rosický** in Prag und **St. J. Thugutt** in Warschau[1].

An das mineralogische Institut der Böhmischen Universität in Prag wurden von Herrn Ing. W. Maucher in München einige Stufen, die von Schwarzenberg (aus der Grube „Gelbe Birke") im Erzgebirge stammten, eingeschickt. Herr Hofrat Prof. Dr. K. Vrba hatte das Material den Unterzeichneten zur Untersuchung übergeben, sowie erlaubt, die morphologischen und physikalischen Eigenschaften mit den Apparaten des genannten Institutes durchzuführen.

[1] Mitgeteilt in der Sitzung der Böhm. Akad. in Prag am 7. März 1913 und in der Sitzung der Warschauer Gesellschaft der Wissenschaften am 13. März 1913.

Wir sprechen ihm dafür unseren aufrichtigen Dank aus. Die chemische Untersuchung wurde im mineralogischen Institut der Warschauer Gesellschaft der Wissenschaften ausgeführt.

Einige der Stufen bestehen aus weißen, bis mehrere cm großen, skalenoedrischen Kalkspatkristallen, die von einer kristallinischen Kruste überzogen sind. Dieselbe besteht aus winzigen, weißlichen bis gelblichen Orthoklaskriställchen und wasserklaren, ebenfalls sehr kleinen Kriställchen unseres neuen Zeolithes. Ein anderes Mal findet man, daß die perimorphosierende Kruste hohl ist, indem die Kalkspatkristalle ausgelaugt wurden. Die Unterlage solcher Stufen bildet grüner, in $2O = \{122\}$ auskristallisierter und dicht zusammengewachsener Fluorit.

Die wasserklaren, hie und da gelblich gefärbten Epidesminkristalle sind oft durch Wad an der Oberfläche braun gefärbt. Ihr Kristallsystem ist rhombisch. Sie sind fast immer nur von den drei Pinakoiden **a** $\{100\}$, **b** $\{010\}$, **c** $\{001\}$ begrenzt; ihr Habitus ist vertikalsäulig, wobei entweder die beiden vertikalen Pinakoide gleichmäßig ausgebildet sind oder der Makropinakoid a stark überwiegt, wodurch die Kristalle tafelig werden. Die Kristalle sind mit einem Ende aufgewachsen, das andere ist frei. Dimensionen: die Länge etwa $\frac{1}{2}$ bis $1\frac{1}{2}$ mm, Breite und Dicke einige Zehntel bezw. einige Hundertel von mm. Die Flächen der vertikalen Pinakoide sind fast immer schlecht, indem sie vermehrte Reflexe liefern, die an einer und derselben Fläche 3^0 bis 4^0, manchmal aber auch 7^0 differieren. Demgegenüber ist die Basis gewöhnlich verhältnismäßig gut ausgebildet und steht genau senkrecht auf der vertikalen Zone. Aus diesem Grunde, sowie aus den optischen Eigenschaften, darf man wohl auf die rhombische Symmetrie schließen. Im einzigen Falle wurde als Endfläche eine ziemlich gute schiefe Fläche beobachtet mit der Position:

$$\varphi = 60^\circ 15', \; \varrho = 40^\circ 07'.$$

Nehmen wir dieselbe als eine zur Grundpyramide gehörige Kristallfläche an, so berechnen wir:

$$p_0 = 0{,}7315 \; (\log p_0 = 9{,}8642280)$$
$$q_0 = 0{,}4181 \; (\log q_0 = 9{,}6212800).$$

Es ist allerdings notwendig, die Bestätigung dieser Zahlen an den besser ausgebildeten Kristallen abzuwarten.

Die Dichte wurde durch Suspensationsmethode im Methylentetrabromid zu 2,16 bestimmt. In der Flüssigkeit, in welcher der Epidesmin schwebt, schwimmt der Kalisalpeter, während der Natronsalpeter zum Boden fällt. Durch diesen niedrigen Wert der Dichte unterscheidet sich unser Mineral leicht vom ebenfalls rhombischen Thomsonit (am T. vom Vesuv fand ich $D = 2{,}369$).

Durch Druck zerfallen die Kristalle unter dem Mikroskop leicht in Spaltblättchen, die den vertikalen Pinakoiden parallel gehen.

Jedes der Spaltblättchen besitzt scharfe, der c-Achse parallele Risse, die die Spaltbarkeit nach dem anderen Pinakoide beweisen. Es scheint, daß parallel a {100} die Spaltbarkeit besser ist als parallel b {010}.

Die mittlere Lichtbrechung ist recht niedrig; sie wurde (durch Einbettungsmethode) in der Thoulet'schen Lösung zu 1,498 (im Na-Licht) bestimmt. Die Auslöschung der Kristalle sowie der Spaltblättchen ist parallel den vertikalen Kanten; in manchen Fällen beobachtet man jedoch, daß die Kristalle nicht einheitlich auslöschen, d. h. einzelne Partien derselben werden bei Umdrehung niemals dunkel. Ob diese Erscheinung in der mimetischen Natur der Kristalle ihren Grund hat, oder ob es sich hier um Anomalien handelt, konnte jetzt nicht entschieden werden.

Die Ebene der optischen Achsen ist a {100}. Spitze Mittellinie ist c, welche die Richtung der größten Elastizität ist. Die Doppelbrechung ist also negativ. Der Achsenwinkel konnte nicht gemessen werden, da die Achsen auf den Spaltblättchen nicht zu sehen sind, und zur Herstellung von orientierten Schliffen senkrecht zur spitzen Mittellinie sind die Kristalle zu klein. Glücklicherweise wurde in einem Präparate ein Kristallbruchstück angetroffen, welches fast senkrecht zur optischen Achse orientiert war; auf diesem konnte der negative Charakter der Doppelbrechung bestätigt werden. Aus der bedeutenden Krümmung der Isogyre kann man auf einen nicht zu großen Achsenwinkel schließen.

Die maximale Doppelbrechung $\gamma - \alpha$ auf a {100} ist niedriger als bei Thomsonit, jedoch höher als bei Desmin; sie wurde mit dem Babinet'schen Kompensator im Na-Lichte an mehreren Kristallen durchschnittlich zu 0,015 bestimmt. Auf einem Kristalle konnte man auch auf dem anderen Pinakoid b {010} die Doppelbrechung im weißen Lichte annähernd $\beta - \alpha = 0{,}010$ messen.

In der Pinzette v. d. L. schmilzt Epidesmin sehr leicht, schon bei der ersten Berührung mit der Flamme schwillt und krümmt er sich und schmilzt endlich zum weißen, glänzenden Glas. Im geschlossenen Glasrohr gibt das Mineral Wasser, wird weiß und undurchsichtig.

Chemische Zusammensetzung.

Zuerst wurde unser Zeolith der mikrochemischen Analyse unterworfen[1]. Dabei erwies sich, daß wässerige Methylenblaulösung (1 : 1000) wirkungslos ist. Wird derselbe aber zuvor zwei Sek. über einer kleinen Spiritusflamme auf dünnem Platinblech erhitzt, so tritt mit obigem Reagens ziemlich starke Lilafärbung ein. Längeres Erhitzen beeinträchtigt die Intensität dieser Färbung, und nach fünfsekundigem Erhitzen über dem Teclubrenner wird, bei gleich-

[1] Vergl. den Gang der mikrochemischen Analyse von St. J. Thugutt, Chemik Polski. (1911.) **11**. p. 145.

zeitiger doch ungleichmäßiger Trübung, die Farbe kaum blaßblau. Mit zehnprozentigem Silbernitrat und zwanzigprozentigem Kaliumchromat tritt bei gewöhnlicher Temperatur hellorange, bei 100° starkorange ungleichmäßige Färbung ein. Nach zweisekundigem Entwässern über der Spiritusflamme wird die Farbe mit obigen Reagenzien rötlichorange. Längeres Erhitzen schwächt die Färbungsfähigkeit bedeutend ab, und fünfsekundiges Erhitzen über dem Teclubrenner vernichtet dieselbe ganz.

Obige Eigenschaften sind, wie vergleichendes Material von Neu-Schottland, Guanajuato, Helgustadir, Faröer, Pinzgau, Pufflerloch, Sulzbachtal, Selkingen, Striegau und Andreasberg gezeigt hat, für den Desmin sehr bezeichnend[1]. Für den Desmin spricht auch das spezifische Gewicht, der negative Charakter der Doppelbrechung und die chemische Zusammensetzung.

Von beigemengtem Orthoklas u. a. durch entsprechend verdünnten Bromoform befreit, wies unser Zeolith beim spez. Gew. 2,152 (17° C) folgende Zusammensetzung auf:

	1	R	1—R	pro 100	Mol.-Verh.	
SiO_2	56,66	0,74	55,92	56,03	92 919	5,92
Al_2O_3	16,00	0,21	16,00	16,03	15 685	1,00
CaO	7,58	0,07	7,58	7,60	13 555	1,01
MgO	0,06	—	0,06	0,06	149	
K_2O	0,67	0,20	0,67	0,67	711	
Na_2O	0,88		0,88	0,88	1 419	
H_2O	18,69	—	18,69	18,73	103 963	6,63
R	0,44	—	—	—	—	—
	100,98		99,80	100,00.		

In verdünnter Salzsäure unter Abscheidung sandig-schleimiger Kieselsäure löslich, zieht derselbe aus der Luft beim Feinpulvern Feuchtigkeit an in Mengen, die den beim Desmin beobachteten[2] ungefähr entsprechen. Schon nach zehnminutigem Reiben z. B. werden 1,09 % H_2O aufgenommen.

Nimmt man an, daß der in Flußsäure unlösliche Rest R der Kieselsäurefällung zum größten Teil aus Elementen des Orthoklases besteht, so ist von der unter 1 angeführten Kieselsäurezahl noch diejenige Kieselsäure, welche auf 0,21 % Al_2O_3 im Verhältnis $6\,SiO_2 : 1\,Al_2O_3$ entfällt, abzuziehen. Natürlich können die sub R angeführten Zahlen keinen Anspruch auf Genauigkeit machen, weil ja nur Milligramme der Analyse unterworfen wurden. Die Gegenwart von Na neben K wurde an der Flamme erkannt, Spuren Eisen und Mangan dagegen ganz vernachlässigt.

Die aus obigen Molekularverhältnissen sich ergebende Formel $3\,Ca\,(Na_2, K_2)\,Al_2Si_6O_{16} \cdot 20\,H_2O$ stimmt mit derjenigen des Des-

[1] Ebenda.

[2] St. J. Thugutt, Dies. Centralbl. (1909.) p. 682.

mins genau überein. Ein Desmin liegt jedoch nicht vor. Der Desmin ist monoklin, unser Zeolith rhombisch. Die Doppelbrechung ist beim Desmin schwach, hier dagegen recht stärker. Wir hätten somit mit einem neuen Zeolith zu tun, welchem, in Anspielung an die mit dem Desmin übereinstimmende Zusammensetzung, die Bezeichnung Epidesmin gegeben werden mag. Vertiefte kristallographische Untersuchungen, besonders das Studium von Ätzfiguren an besserem als obiges Material, wäre natürlich sehr erwünscht. Man könnte sich so definitiv vergewissern, daß mimetische Kristalle nicht vorliegen. Die Tatsache nämlich, daß die sonst sehr empfindlichen mikrochemischen Reaktionen bei der Diagnose des Desmins und des Epidesmins ihren Dienst versagen, muß immerhin auffallend erscheinen.

Die ungleichmäßige Färbung sowohl des Desmins wie des Epidesmins mit Silberchromat legt die Vermutung nahe, daß die basischen Elemente — das Kalium und das Natrium — mit dem Molekül $3\,Ca\,Al_2\,Si_6\,O_{16} \cdot 20\,H_2O$ nichts zu schaffen haben. Wahrscheinlich treten dieselben in Form selbständiger Silikate auf, ähnlich denjenigen, welche bei der Einwirkung kieselsaurer Alkalien auf Diaspor erhältlich sind ($K_2\,Al_2\,Si_6\,O_{16} \cdot 3\,H_2O$ und $3\,Na_2\,Al_2\,Si_6\,O_{16} \cdot 8\,H_2O$)[1].

Das Auftreten des Heulandits (Stilbits) neben dem Epistilbit, des Desmins neben dem Epidesmin bietet auch in genetischer Hinsicht manches Interesse. Es ist nämlich sehr wahrscheinlich, daß obige Zeolithe Umwandlungsprodukte saurer Feldspäte sind. Wir unterscheiden nun: den monoklinen Orthoklas und den triklinen Mikroklin, den monoklinen Na-Feldspat (Barbierit) und den triklinen Albit, und dürften auch zwei Paare metamerer Abkömmlinge derselben erwarten. Durch die Entdeckung des rhombischen Epidesmins hat sich diese Erwartung in netter Weise erfüllt. Wie die einzelnen Feldspäte und Zeolithe untereinander zusammenhängen, läßt sich bisweilen nichts Bestimmtes sagen. Ein enger genetischer Zusammenhang zwischen dem Schwarzenberger Epidesmin und dem paragenetisch mit letzterem auftretenden Feldspat ist wohl denkbar. Überhaupt scheint die von einem von uns[2] gelegentlich der Zeolithstudien gemachte Erfahrung, daß verschieden konstituierte Mutterminerale zu verschieden konstituierten Umsetzungsprodukten führen müssen, auf einer breiteren Grundlage zu ruhen.

Prag und Warschau, März 1913.

[1] St. J. Thugutt, Zeitschr. f. anorg. Chem. (1892.) **2**. p. 144.

[2] St. J. Thugutt, Dies Centralbl. (1911.) p. 405 und 701; C. R. Soc. Scient. de Varsovie. (1912.) **5**. p. 64, 67, 107.

Zur Messung der Doppelbrechung hauptsächlich mit Hilfe des Polarisationsmikroskops.

Von **M. Berek** in Wetzlar.

Mit 7 Textfiguren.

(Fortsetzung.)

3. Beschreibung des Kompensators und seines Gebrauches.

Die mechanische Konstruktion des drehbaren Kalkspatkompensators ist sehr einfach (Fig. 1). Die senkrecht zur optischen Achse geschnittene Kalkspatplatte von ca. 0,1 mm Dicke sitzt an einer drehbaren Achse, in einem der üblichen Gips- und Glimmerfassung ähnlichen Messingschieber. Durch eine seitliche Feder wird der Schieber fest gegen die Wände des Tubusschlitzes über dem Mikroskopobjektiv angedrückt. Um die Ablesegenauigkeit zu erhöhen wird die Drehung des Kompensatorblättchens mit Hilfe einer Übersetzung auf eine Trommel übertragen, mit welcher der Drehknopf

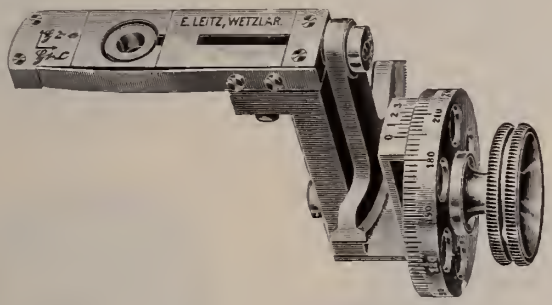


Fig. 1. Drehbarer Kalkspatkompensator.

fest verbunden ist. Für das Übersetzungsverhältnis wurde genau 1 : 10 gewählt. Toter Gang ist nicht bemerkbar. Die Trommel ist von 3 zu 3° geteilt; mit Hilfe eines neunteiligen Nonius sind 20′ ablesbar, so daß die Neigung der Kompensatorplatte bis auf 2′ bestimmt werden kann.

Bei der gewählten Dicke des Kompensatorblättchens beträgt der Meßbereich nach jeder Seite von der Null-Stellung aus ca. 4 Ordnungen. Das Blättchen ist leicht auswechselbar; denn es sitzt in einer besonderen Metallfassung, die in den an der Drehachse des Instruments befestigten Ring eingesteckt werden kann.

Die Drehachse des Kompensators muß diagonal zu den Polarisationsrichtungen der Nicols liegen. Wenn diese von Süd nach Nord bezw. von Westen nach Osten verlaufen, so muß also der Tubusschlitz, wie es bei den neueren Stativen von E. Leitz in Wetzlar durchgängig ausgeführt wird, eine nordwest-

südöstliche Orientierung besitzen. Andernfalls sind die Nicols um 45^0 zu drehen. Fig. 2[1] zeigt das Gesichtsfeld des Mikroskops bei eingeschaltetem Kompensator und richtiger Tubusschlitzlage in der Null-Stellung. Die geringe Aufhellung des Gesichtsfeldes durch die schwachgrauen Interferenztöne der ersten Ordnung stört so wenig, daß man zumeist auch die gewöhnliche Durchmusterung des Dünnschliffs bei stets eingeschaltetem Kompensator ausführen kann.

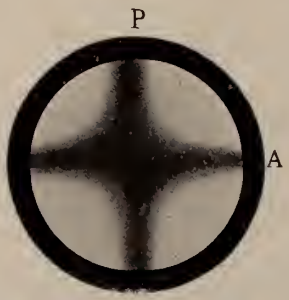


Fig. 2. Gesichtsfeld des Mikroskops bei eingeschaltetem Kompensator in der Null-Stellung.

Für den Kompensator liegt die Polarisationsebene $\mathfrak{H}_1$ der schnelleren Welle oder nach der anderen üblichen Bezeichnungsweise die Schwingungsrichtung der Lichtbewegung mit kleinster Geschwindigkeit $\gamma = c = k$ parallel der Kompensatordrehachse. Der Kristall, dessen Doppelbrechung bestimmt werden soll, liegt mithin in der Subtraktions-Lage in bezug auf den Kompensator, wenn die Polarisationsebene $\mathfrak{H}_2$ der langsameren Welle bezw. die Schwingungsrichtung der Lichtbewegung mit größter Geschwindigkeit $\alpha = a = g$ in dem zu untersuchenden Kristallblättchen parallel zum Tubusschlitz orientiert ist. Das ist also in zwei der vier möglichen Diagonalstellungen. Dann tritt beim Drehen des Kompensators nach beiden Seiten hin Kompensation ein. Daß im Gegensatz

Fig. 3.
Einstellung auf Kompensation bei einem Gangunterschied von ca. $\frac{\lambda^2}{4}$.

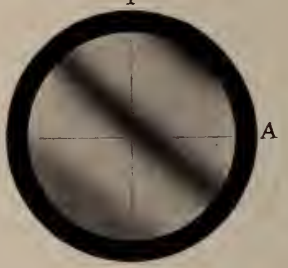


Fig. 4.
Einstellung auf Kompensation bei einem Gangunterschied von ca. $2\,\lambda$.

[1] Die Fig. 2—6 sind sämtlich verkleinert und im weißen Licht photographiert.

[2] Die Kristallplatte (Glimmerblättchen) ist in den Fig. 3—6 nicht sichtbar, weil sie das Gesichtsfeld ausfüllt und strukturlos ist.

zu den Keil-Kompensatoren die Punkte gleichen Gangunterschiedes nicht auf einer Geraden, sondern auf einer Kurve liegen, ist belanglos, da für die Einstellung nur das Zusammenfallen eines Punktes des Kompensationsstreifens mit dem Schnittpunkt der Okularfäden des Mikroskops maßgebend ist (Fig. 3 und 4). Weil die Polarisationsrichtungen in allen Punkten eines Kompensationsstreifens nicht parallel zueinander, sondern radial bezw. tangential angeordnet sind, so besitzen die Kompensationsstreifen dann nicht zur Mitte des Gesichtsfeldes symmetrische Intensität, sobald die zu untersuchende Kristallplatte nicht genau in der Diagonalstellung sich befindet (Fig. 5 und 6). Bei kleineren Gangunterschieden wandert dann der Kompensationspunkt nicht

Fig. 5.
Die Kristallplatte steht nicht genau in der Diagonalstellung. Gangunterschied ca. $\frac{1}{4}\lambda$.

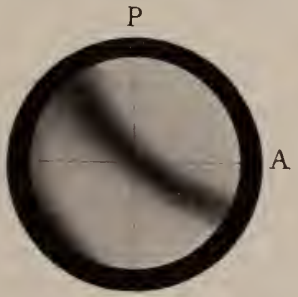


Fig. 6.
Die Stellung der Kristallplatte ist noch nicht ganz fehlerfrei. Gangunterschied ca. 1λ.

genau durch den Schnittpunkt der Fäden. Daher kann die Anwendung des Kompensators selbst als empfindliches Hilfsmittel dienen, die Kristallplatte genau diagonal in der Subtraktionslage zu orientieren. Beim Kompensator nach Babinet ist dagegen eine ungenaue Lage der Platte nicht so leicht erkennbar, vielmehr bewirkt sie eine parallele Verschiebung des Kompensationsstreifens nach längeren oder kleineren Gangunterschieden, so daß das Messungsresultat dadurch beeinträchtigt wird (vergl. p. 388).

Treten schon bei leerem Apparat die Farbringe nicht ganz symmetrisch ins Gesichtsfeld ein, so ist das Kompensatorblättchen in seiner Ringfassung selbst etwas zu drehen.

Starke Lichtintensität und entsprechend geringe Beleuchtungs-Apertur sind die besten Bedingungen für genaue Einstellung der Kompensationsstreifen. Da die kompensierenden Streifen durch große Beweglichkeit ausgezeichnet sind, so stellt man wie beim Landolt'schen Streifen am besten während der Bewegung des Streifens ein. Die Empfindlichkeit der

Einstellung des Kompensationsstreifens in bezug auf den Schnittpunkt der Okularfäden ist innerhalb des gesamten Meßbereichs nahezu die gleiche. Aus einer großen Anzahl von Einstellungen bei verschiedenen Gangunterschieden ergab sich im einfarbigen Licht im Mittel für den mittleren Fehler einer Trommeleinstellung 48′, so daß also bei einer Einstellung die Lage der Kompensatorplatte mit einem mittleren Fehler von 4,8′ bestimmbar ist.

Die Ermittlung des Neigungswinkels i erfolgt am besten, wie p. 393 erwähnt, durch Einstellung bei Links- und Rechtsdrehung des Kompensators auf beide Streifen. Ist die hierbei abgelesene Trommeldrehung w, so ist die gesuchte Neigung des Kompensatorblättchens

$$i = \frac{w}{20} \qquad 20)$$

Dieser Winkel i kommt dann für die Berechnung von f(i) nach 16 und des Gangunterschiedes nach 13 in Betracht. Um jedoch dem Arbeitenden auch diese Berechnung noch zu ersparen, wird von den optischen Werken E. Leitz in Wetzlar dem Kompensator eine logarithmische Tafel beigegeben. Diese enthält gleich log. f(i) für jede Trommeldrehung w zwischen 0° und 600° in Intervallen von 20′ zu 20′, unter Berücksichtigung aller Glieder in 15 berechnet. Auch die Kompensatorkonstante f(J) wird bereits im Werk bestimmt. Der dem zugehörigen Kompensator eigentümliche $\log \frac{1}{f(J)}$ ist für verschiedene einfarbige Lichtarten, sowie für den konventionellen optischen Schwerpunkt weißen Lichts am Kopf der Tabelle angegeben, so daß nur beide Logarithmen addiert zu werden brauchen. Der Numerus davon, im zweiten Teil der Tafel aufgeschlagen, gibt dann den gesuchten Wert x in der Gleichung $\Gamma = x\lambda$.

Folgendes Beispiel erläutert die Bestimmung eines Gangunterschiedes: Für eine gemessene Trommeldrehung $w = 62° 40'$ entnimmt man direkt der Tabelle den Wert

$$\log F(w) = 7{,}4756 \quad (= \log f(i))$$
$$\log \frac{1}{f(J)} = 1{,}1752 \quad \text{(steht am Kopf der Tab.)}$$
$$\log x = 8{,}6508$$
$$\Gamma = 0{,}045\,\lambda$$

oder für $\lambda = 589\ \mu\mu$: $\Gamma = 26\ \mu\mu$.

Bei intensiver Beleuchtung im weißen Licht führen schon geringe Gangunterschiede von 3 $\mu\mu$ eine deutlich erkennbare und meßbare Auflösung des Kreuzes herbei.

In der Null-Lage ist der Kompensator ferner als empfindliches Stauroskop zur Bestimmung der Auslöschungsrichtungen benutzbar. Er ist hierbei ein zuverlässigeres Hilfsmittel als die vielfach

verwandten Platten nach M. Laurent, L. Calderon, H. Traube, A. Bravais u. a. Die Empfindlichkeit der Drehquarz-Halbschattenvorrichtungen im einfarbigen Licht erreicht er jedoch nicht. Doch wird eine so große Empfindlichkeit in vielen Fällen nicht begehrt und ist reell auch nur unter ganz besonderen Vorsichtsmaßregeln zu erreichen[1], die zu treffen es dem arbeitenden Petrographen meist an Zeit fehlen dürfte.

Der Kompensator ist ferner ohne weiteres zur Bestimmung des optischen Charakters benutzbar und ersetzt sowohl Gips- wie auch Glimmerblättchen. $\mathfrak{H}_1$ bezw. $\gamma = c = k$ im Kompensator liegt parallel zur Schlitzrichtung, $\mathfrak{H}_2$ bezw. $\alpha = a = g$ also senkrecht zur Drehachse.

Bei der Bestimmung des Charakters der Doppelbrechung im konvergenten Licht geht man von der Null-Lage des Kompensators aus, während sich die Kristallplatte in der Normalstellung befindet. Durch beiderseitiges Drehen der Trommel kann man die Änderungen im betrachteten Achsenbild des Minerals bis zum Auftreten der schwarzen Punkte in zwei Quadranten allmählich bewirken und somit die Verringerung bezw. Vergrößerung der Gangunterschiede besser erkennen. Infolge des negativen Charakters des Kalkspats gilt dieselbe Merkregel für + und — wie beim Viertelundulations-Glimmerblättchen, wenn man die Verbindungslinie der auftretenden schwarzen Punkte mit der Richtung der Kompensatordrehachse (Tubusschlitz) vergleicht.

Bei der Ermittlung des Charakters der Schwingungsrichtungen im parallelen Licht geht man von der Auslöschungsstellung der zu untersuchenden Kristallplatte aus. Dann dreht man den Kompensator, bis die empfindliche Farbe im Schnittpunkt der Okularfäden erscheint und beobachtet den Sinn, in welchem sich diese Interferenzfarbe beim Drehen der Kristallplatte ändert. Da man in der Lage ist, das Steigen oder Fallen der Interferenzfarbe während der Drehung des untersuchten Minerals auch an einer beliebigen anderen Stelle der Farbenskala zu prüfen, so ist diese Methode, auf der auch schon das drehbare Quarzblättchen von Biot beruht, sicherer als viele der üblichen Verfahren.

4. Prüfung der Zuverlässigkeit des Kompensators durch Vergleichsmessungen.

Es wurde der Gangunterschied eines fein gespaltenen Glimmerblättchens und der 16 Stufen einer Glimmertreppe nach E. v. Fedorow sowohl mit Hilfe eines Kompensators nach Babinet, als auch mit Hilfe des drehbaren Kalkspatkompensators für

[1] M. Berek, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-B. XXXIII. p. 586. 1912.

das Licht der D-Linie bestimmt. Als Lichtquelle diente der neue speziell für mikroskopische Zwecke bestimmte kleine Monochromator der Firma E. Leitz in Wetzlar [1] in Verbindung mit einer Liliput-Bogenlampe. Um auch ganz geringe Gangunterschiede auf ihre Meßbarkeit hin zu prüfen, benützte ich noch eine $\frac{1}{2}$ cm dicke, in einen kleinen Schraubstock gespannte Glasplatte, in der ich durch geringes Anziehen der Stockschraube Spannungsdoppelbrechung in verschiedener Größe erzeugte. Um diese äußerst geringen Gangunterschiede gut meßbar zu machen, wandte ich das unzerlegte weiße Licht der Liliput-Bogenlampe und geringe Beleuchtungs-Apertur an. Bei so kleinen Gangunterschieden kommt es auch auf die genaue Definition der Wellenlänge gar nicht mehr an.

Für den Kompensator nach Babinet ergab sich als mittlerer Fehler einer Einstellung eines beliebigen Kom-

Tabelle 2.

Vergleichsmessungen verschiedener Gangunterschiede mit den Kompensatoren nach Babinet und Berek.

Gegenstand		Kompensator nach Babinet		Kompensator nach Berek		Trommeldrehung w
		Γ	mf_1	Γ	mf_1	
Gepreßte Glasplatte		nicht meßbar		$\mu\mu$ 3,9	$\pm$ 0,5	24° 20′
desgl.		nicht meßbar		5,3	$\pm$ 0,6	28 20
desgl.		18,1 $\mu\mu$	$\pm$ 3,9	16,8	$\pm$ 1,1	49 40
Spaltungsplatte von Glimmer		25,3	$\pm$ 4,0 $\mu\mu$	26,3	1,2	62 40
Glimmertreppe nach E. v. Fedorow	Stufe 1	134,3	4,3	135,0	3,0	141 40
	„ 2	266,2	4,5	265,5	4,1	199 20
	„ 3	402,5	—	399,4	—	244 40
	„ 4	533	—	530	—	282 0
	„ 5	670	5,4	663	7,7	315 40
	„ 6	799	—	796	—	346 20
	„ 7	937	—	931	—	375 0
	„ 8	1066	—	1064	—	401 20
	„ 9	1202	—	1195	—	426 0
	„ 10	1338	7,3	1335	9,0	450 40
	„ 11	1466	—	1461	—	472 0
	„ 12	1610	—	1604	—	494 0
	„ 13	1746	8,8	1734	11,2	515 20
	„ 14	—	—	1868	—	535 40
	„ 15	—	—	2004	—	555 20
	„ 16	—	—	2145	12,4	575 20

[1] Die Beschreibung dieses Monochromators erfolgt in Zeitschr. f. Instr. 1913.

pensationsstreifens, in Trommelteilen gemessen, $\delta n = \pm 3{,}9$. Die Kompensatorkonstante war im Mittel $N = 578{,}9$. Aus $\Gamma = x\lambda = \frac{n}{N}\lambda$ folgt für den mittleren Fehler einer Bestimmung von x:

$$\delta x = x\,\delta n \left\{\frac{1}{n} + \frac{1}{m\,N}\right\}, \qquad 21)$$

worin N mit Hilfe der beiden Streifen als ermittelt gedacht ist, für die $\Gamma = m\lambda$ ist. Um den Einfluß dieses Fehlers möglichst klein zu machen, wurde in der Fehlerrechnung der größtmögliche Wert $m = 3$ eingesetzt.

Die gemessenen Gangunterschiede und die berechneten Fehler sind in Tab. 2 zusammengestellt. Jede Zahl ist der Mittelwert aus 10 Einstellungen. Der Fehler der Mittelwerte ist also angenähert gleich dem 3. Teil des angegebenen Fehlers einer Einstellung. Den Fehler in der Kenntnis von λ ließ ich unberücksichtigt, da es sich nur um Vergleichsmessungen handelt; ich setzte $\lambda = 589\ \mu\mu$. Daher gelten 21 und 23 auch unmittelbar, wenn man darin x durch Γ ersetzt.

Für den drehbaren Kalkspatkompensator wurde zunächst ebenfalls die Kompensatorkonstante f(J) bestimmt. Um einen Anhalt für die Genauigkeit und Zuverlässigkeit dieser Bestimmung zu erhalten, ermittelte ich f(J) für alle auftretenden Streifen bei parallelen wie gekreuzten Nicols zugleich mit und ohne Berücksichtigung der Korrektionsglieder. Tab. 3

Tabelle 3.

Bestimmung der Kompensatorkonstante f(J) für das Licht der D-Linie mit Hilfe sämtlicher zwischen parallelen und gekreuzten Polarisationsprismen auftretenden Interferenzstreifen.

Γ	Trommeldrehung w = 20 i	f(J) berechnet nach 15 bezw. 18		
		ohne	mit einem	mit zwei
		Korrektionsgliedern		
$\frac{1}{2}\lambda$	209° 40′	0,0662	0,0667	0,0667
1	296 20	54	63	63
$1\frac{1}{2}$	365 40	56	69	70
2	422 40	50	67	68
$2\frac{1}{2}$	474 0	46	68	69
3	519 40	40	65	67
$3\frac{1}{2}$	563 40	37	66	69
4	605 40	36	69	72
$4\frac{1}{2}$	643 40	30	67	71
	Mittel	0,0646	0,0667	0,0668

$$\log \frac{1}{f(J)} = 1{,}1752.$$

enthält das Resultat dieser Bestimmungen. Da der mittlere Fehler einer Bestimmung von i nach p. 430 48′ und mit großer Annäherung $\delta f(J) = \sin 2i \cdot \delta i$ ist, so folgt für $\Gamma = 1\lambda$ für den mittleren Fehler von f(J) bei einer Bestimmung $m f_1 = \pm 0{,}0007$ und für den Mittelwert aus 10 Einstellungen $m f_{10} = \pm 0{,}0002$. Wir sehen in Tab. 3, daß bereits bei Benutzung nur des ersten Korrektionsgliedes (also der Gleichung 16), die Werte für f(J) schon innerhalb der Fehlergrenzen übereinstimmen. Die Einführung des zweiten Korrektionsgliedes führt praktisch eine Verbesserung des Resultates nicht mehr herbei.

Für die Fehlerrechnung der gemessenen Gangunterschiede folgt aus 13):

$$\delta x = x\left(\frac{\delta f(i)}{f(i)} + \frac{\delta f(J)}{f(J)}\right) \qquad 22)$$

worin wir, um einen direkten Vergleich mit dem Kompensator nach Babinet zu erzielen, $m = 3$ setzen. In erster Annäherung erhalten wir, da $\delta i = \delta J$ ist:

$$\delta x = 2x\left\{\operatorname{cotg} i + \frac{1}{m}\operatorname{cotg} J\right\}\delta i \qquad 23)$$

worin nach p. 393 wieder x durch Γ ersetzt werden kann. Nach Tab. 3 und p. 430 ist

$$J = \frac{296^\circ\ 30'}{20} = 14^\circ\ 17'; \quad \delta i = 4{,}8'.$$

Die mit den beiden Kompensatoren ermittelten Werte der Tab. 2 stimmen innerhalb der berechneten Fehlergrenzen vollkommen überein.

Der drehbare Kalkspatkompensator ist mithin ein mindestens ebenso zuverlässiges Meßinstrument wie der Kompensator nach Babinet. Für kleine Gangunterschiede ist die erreichbare Genauigkeit erheblich größer, für hohe Gangunterschiede nur wenig kleiner als die des Kompensators nach Babinet.

Es ist von Interesse, die Genauigkeit unseres Kompensators mit derjenigen zu vergleichen, die H. Schulz bei seinen Untersuchungen über die Doppelbrechung gekühlter Gläser mit seinem Apparat erzielt hat. Aus der Mitteilung von H. Schulz[1], daß der mittlere Fehler bei drei Einstellungen $\pm 0{,}009$ mm Keilverschiebung beträgt, folgern wir für eine Einstellung $\pm 0{,}0156$ mm, oder da die Kompensatorkonstante für die angewandte Lichtart 6,727 mm war, $m f_1 = \pm 0{,}0023\ \lambda$. Die Kompensatorkonstante selbst war außerdem mit einem mittleren Fehler von $\pm 0{,}005$ behaftet. Wir führen mit Hilfe dieser Werte die Fehlerrechnung für einige Daten des Glases O 118 von Schott u. Gen. durch, das in der von H. Schulz

[1] H. Schulz, Phys. Zeitschr. **13**. p. 1023. 1912.

angegebenen Tabelle[1] den geringsten bestimmten Doppelbrechungsbetrag aufweist. Es ergeben sich so folgende Werte:

Versuchsstück	Γ	$m f_1$
67	5,3 $\mu\mu$	$\pm$ 1,3 $\mu\mu$
66	12,9	1,3
31	32	1,3
30	85	1,4
29a	323	1,6
28	584	1,7.

Der Vergleich mit Tab. 2 ergibt, daß der drehbare Kalkspatkompensator für ganz kleine Gangunterschiede bei Anwendung intensiver Beleuchtung denselben Genauigkeitsgrad besitzt wie der Babinet'sche Kompensator mit den Lummer'schen Doppelringen. An die Empfindlichkeit des Glimmerokulars nach J. Königsberger[2] dagegen reicht der Kalkspatkompensator in der Erkennbarkeit geringster Spuren von Doppelbrechung nicht heran. Doch dürfte die Feststellung von so geringen Gangunterschieden (in der Größenordnung von $10^{-4}\,\lambda$) meistens nicht mehr das Ziel der Petrographen sein, da oft Objektträger und Kittschicht höhere Werte an Spannungsdoppelbrechung aufweisen. (Schluß folgt.)

Zur Benennung der alpinen Ueberschiebungsdecken.

Von **Otto Wilckens** in Jena.

Durch den oft etwas willkürlichen Gebrauch der Bezeichnungen herrscht eine gewisse Verwirrung in der Benennung der alpinen Überschiebungsdecken. Bei den lepontinischen ist die Mannigfaltigkeit der Namen am größten, viel geringer bei den ostalpinen und vollends bei den helvetischen.

Es liegt in der Natur der Sache, daß die Grenzbestimmung für das zwischen dem helvetischen und ostalpinen gelegene lepontinische Deckensystem Schwierigkeiten macht[3]. Die nördlich des Rhonetales wurzelnde Decke der inneren Voralpen ist z. B. als Übergang zu den helvetischen Decken aufgefaßt, die Stellung der Radstätter Decke war strittig. Termier[4] hat als Begrenzung die Glanzschieferdecke als tiefste lepontinische, die der Silvretta als tiefste ostalpine angegeben. Er erkennt selbst an, daß diese Grenzbestimmung auf tektonischer Basis sich praktisch noch schwer

[1] H. Schulz, Phys. Zeitschr. **13**. p. 1025. 1912.

[2] J. Königsberger, dies. Centralbl. 1908. p. 729; 1909. p. 249, 746.

[3] E. Suess, der die drei genannten „Decken 1. Ordnung" ausgeschieden hat („Das Inntal bei Nauders", Sitzber. Ak. d. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl. **114**. Abt. I. p. 703—709), gibt keine genauen Grenzen an.

[4] Geologische Rundschau. **4**. p. 43—44.

durchführen läßt, weil die Gliederung des ostalpinen Deckensystems noch nicht genug geklärt ist.

Im lepontinischen Deckensystem sind zwei Deckengruppen miteinander vereinigt, die einen ziemlich ungleichen stratigraphischen Habitus besitzen. Die Glanzschieferdecken und jener Deckenkomplex, der die Voralpen zwischen Aare und Arve aufbaut, haben zwar die relativ schwach entwickelte Trias[1] gemeinsam, doch zeigt die schiefrige Sammelfolge der ersteren wesentliche Unterschiede gegenüber der Schichtfolge der letzteren. Die Glanzschieferdecken sind neuerdings von Argand die penninischen genannt worden, und diese Bezeichnung hat sich bereits eingebürgert. (Der Anklang an die „pieninischen" Decken der Karpathen ist zwar nicht gerade günstig.) Die übrigbleibenden Decken müssen dann aber einen besonderen Gruppennamen erhalten. Lepontinisch kann man sie nicht schlechthin nennen; denn das sind die Glanzschieferdecken auch. Alb. Heim[2] gebraucht für sie den Namen „Klippendecken". Aber diese Bezeichnung ist zu verwerfen, weil bereits 1905 der Name „Klippendecke" von Steinmann ganz speziell für die Decke der mittleren Voralpen vergeben worden ist[3]. Ebensowenig angängig ist es, wenn P. Beck von Klippendecken und Klippengesteinen spricht und dabei seine „Niesen-Habkerndecke" im Auge hat, zu der er auch die Decke der inneren Voralpen rechnet, die ihrerseits wiederum, soweit sie oben auf den Kalkhochalpen liegt, „Decke des Mt. Bonvin" benannt worden ist.

Es möge deshalb für die oberen lepontinischen Decken als Gruppenname die Bezeichnung „vindelizische Decken" vorgeschlagen werden. Das Wort „vindelizisch" ist gegenwärtig in der Sprache der alpinen Geologie außer Kurs; seine Wiederbenutzung gerade für die Decken der Voralpen und der Schweizer Klippen, deren Schichtfolge vor der allgemeinen Annahme der Deckentheorie

[1] Der Name „lepontinisch" ist von G. Steinmann für diese Trias mit folgendem Satz eingeführt worden: „Ich halte die Übertragung der .... Bezeichnung Röthidolomit auf die Sedimente der lepontinischen und penninischen Alpen zunächst nicht für zweckmäßig, weil sowohl in der Mächtigkeit als in der Gesteinsbeschaffenheit nicht unwichtige Differenzen vorhanden zu sein scheinen, möchte vielmehr vorschlagen, neben der ostalpinen oder besser gesagt mediterranen Fazies der Trias eine „lepontinische" zu unterscheiden, welche im NO, O und S von der mediterranen Fazies umfaßt wird und im N und W an die helvetische Fazies grenzt." (Geol. Beob. i. d. Alpen. I. Das Alter der Bündner Schiefer. Ber. Nat. Ges. Freiburg i. B. 10. p. 221—222. 1898.)

[2] So auf der Karte in Em. Kayser's Lehrb. d. allg. Geol. 4. Aufl. p. 744, Fig. 578.

[3] G. Steinmann, Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardt'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. (Ber. Nat. Ges. Freiburg i. B. 16.) p. 33.

vindelizisch genannt wurden, scheint aber zweckmäßig und unbedenklich[1].

Wir kommen zu den einzelnen vindelizischen Decken. Wenn wir die Decke der inneren Voralpen in diesem Zusammenhang anführen dürfen, so wäre hervorzuheben, daß sich für sie die kürzeren Ausdrücke „Freiburger Decke" und „Paßdecke" nicht eingebürgert haben. Ob sie mit in die Niesen-Habkerndecke Beck's einbezogen werden kann, hängt von weiteren Forschungen ab. Der Name „Klippendecke" statt „Decke der mittleren Voralpen" ist bereits gang und gäbe und sollte auch in der Schweiz dem undeutschen Ausdruck „mediane Präalpen" (!) vorgezogen werden. Ebenso hat sich die knappe Bezeichnung „Brecciendecke" gegenüber der umständlichen „Decke der Chablaisbreccie" oder „Decke der Hornfluhbreccie" völlig durchgesetzt. Obwohl von Rothpletz früher bereits in anderem Sinne gebraucht, ist der Name „rhätische Decke" doch allgemein in der Steinmann'schen Anwendung in Benutzung, obwohl zugegeben werden muß, daß er der von Haug vorgeschlagenen „Ophiolithdecke" aus Prioritätsrücksichten weichen müßte, wenn solche bei geologischen Bezeichnungen so respektiert würden, wie es in der Biologie mit Organismennamen üblich ist.

Wir kämen also zu folgender Benennung der lepontinischen Decken:

Lepontinisches Deckensystem	Vindelizische Deckengruppe	Rhätische oder Ophiolithdecke
		Brecciendecke
		Klippendecke
		Niesen(-Habkern)decke
		Decke der inneren Voralpen oder Paßdecke
	Penninische Deckengruppe	VI. Dent Blanchedecke
		V. Monte Rosadecke
		IV. St. Bernhardsdecke
		III. Monte Leonedecke
		II. Lebendundecke
		I. Antigoriodecke

In den östlichen Nordalpen versteht man unter „Voralpen" Gebiet des ostalpinen Deckensystems und spricht neuerdings von einer „voralpinen Decke". Diese Bezeichnung ist mißverständlich, weil man bei „Voralpen" unwillkürlich an die vindelizischen Decken erinnert wird. Zudem haben Haug und Lugeon die Decke unter der Hallstätterdecke längst die „bayrische" genannt. Man sollte sich an dieser lokalen Bezeichnung ebensowenig stoßen

[1] Die Frage der Wurzeln der vindelizischen Decken, die ja vielleicht doch im Bereich der Glanzschieferdecken gesucht werden müssen, hat keinen Einfluß auf diese Bezeichnung. Man würde demnach der Klippendecke einen besonderen Namen geben, auch wenn sie etwa von der St. Bernhardsdecke stammte.

wie an dem Namen „Dachsteindecke“. Auch am Rande der österreichischen Alpen wird doch die Flyschzone helvetisch genannt und die rhätische Decke trägt ihren Namen auch in den Voralpen (der Schweiz), obwohl sie dort nicht in Rhätien liegt. Die Decke über den Hallstätter Kalken heißt neuerdings die „hochalpine“. Auch bei diesem Wort denkt man leicht an etwas anderes, nämlich an die Kalkhochalpen, die auch in der Schweiz im Gegensatz zu den Voralpen stehen, aber in einem ganz anderen Sinne. Endlich sollte man nicht von einer „ostalpinen Klippenzone“ sprechen, wenn der Austritt der vindelizischen Decken am Außenrande der nördlichen Kalkalpen gemeint ist. Die Klippenzone ist vindelizisch und nicht ostalpin, auch wenn sie in den Ostalpen auftritt. Will man eine geographische Bezeichnung wählen, so muß man schon „die vindelizische Klippenzone am Rande der Ostalpen“ oder etwas Derartiges sagen. Die Abschaffung der angegebenen irreführenden Namen würde zum leichteren Verständnis der alpinen geologischen Literatur wesentlich beitragen.

Ueber positive Strandverschiebungen im Oberen Jura des südöstlichen Deisters.

Von **Fr. Schöndorf** in Hannover.

Schon vor längeren Jahren hatte W. Wunstorf unter Bezugnahme auf ältere am Osterwalde[1] gemachten Beobachtungen in einer kleinen Arbeit[2] der eigenartigen Lagerungsverhältnisse Erwähnung getan, die im Oberen Jura nahe dem Dorfe Völksen am südöstlichen Deister zu beobachten waren.

Im Hangenden des seiner Gesteinsbeschaffenheit und Fossilführung nach unzweifelhaft zu erkennenden Korallenoolithes liegen dort an Stelle der von anderen nahe benachbarten Lokalitäten und vor allem aus der näheren Umgegend der Stadt Hannover beschriebenen, durch ihre reiche Fauna sehr gut charakterisierten Kimmeridgebildungen fossilarme oder fossilleere Mergel und Kalke, an deren Basis sich ein an abgerollten Gesteinsstücken und Versteinerungen des Weißjura reiches Konglomerat in mehr oder minder großer Mächtigkeit findet. Im Hangenden dieses Konglomerates und der es überlagernden fossilarmen, aus Mergeln und Kalken bestehenden Schichtfolge stehen an vielen Stellen die serpel-

[1] W. Wunstorf, Die geologischen Verhältnisse des Kleinen Deisters, Nesselberges und Osterwaldes. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. zu Berlin f. d. J. 1900. **21.** 1901.

[2] W. Wunstorf, Transgressionen im Oberen Jura am östlichen Deister. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. zu Berlin f. d. J. 1902. **22.** 1905. p. 272 bis 277.

reichen Kalke des Oberen Purbeck, der sog. Serpulit an, der wiederum durch seine Gesteinsbeschaffenheit und das massenhafte Auftreten der *Serpula coacervata* Blmb. seinem stratigraphischen Alter nach genau festzulegen ist. In den zwischen dem Korallenoolith und dem Serpulit liegenden Schichten fanden sich außer den in den Geröllschichten vorhandenen abgerollten Stacheln von *Cidaris florigemma* Phill. und *Hemicidaris intermedia* Flem. sp., verdrückten *Rhynchonella pinguis* A. Roem., Bruchstücken von Lima- und Pecten-Arten und Ostreen, die, auf sekundärer Lagerstätte liegend, über das geologische Alter keinen genaueren Aufschluß geben, nur Steinkerne von *Pronoë Brongniarti* A. Roem., *Pr. nuculaeformis* A. Roem. und *Trigonia* spec., „Zweischaler, die nicht für einen bestimmten Kimmeridgehorizont leitend sind". An einer Stelle enthielten plattige Kalke, die im unmittelbar Hangenden der Geröllschicht in geringer Mächtigkeit auftreten, schlecht erhaltene Steinkerne von *Modiola* sp. und *Corbula* sp. und andere unbestimmbare Zweischaler auf den Schichtflächen, wonach W. Wunstorf[1] diese Kalke „den Fossilien und der petrographischen Beschaffenheit nach . . . zum Portland stellte, ohne zu entscheiden, ob sie als Eimbeckhäuser Plattenkalke oder *Gigas*-Schichten anzusehen sind."

„Die Geröllschichten würden danach die Kimmeridge-Gruppe anderer Gegenden, vielleicht auch einen Teil des Korallenooliths vertreten . . ." Sie sind „ihrer Beschaffenheit nach als Abrasionsprodukt und die Gerölle als Reste der durch die Abrasion zerstörten Schichten" aufzufassen.

Im Hangenden der Portlandkalke liegen 5 m mächtige, fossilleere gelbe, rote und graublaue, schiefrige Mergel, die ihrer Lage nach als Münder Mergel gedeutet werden müssen, über welchen dann die schon erwähnten serpelreichen Kalke des Serpulit folgen.

Auf Grund seiner Beobachtungen kam Wunstorf zu dem Schluß[2], daß bei Völksen „die Kimmeridge-Gruppe und vielleicht ein Teil des Portland durch Geröllschichten vertreten werden und die Münder Mergel nur in ganz geringer Mächtigkeit vorhanden sind. Erklären lassen sich diese Verhältnisse nur durch Annahme von Bewegungen der Erdrinde während der Ablagerung dieser Schichten, wobei es zu Strandverschiebungen und Faziesverschiedenheiten gekommen ist."

Die vorstehend kurz geschilderten Darstellungen von W. Wunstorf wurden bald darauf gelegentlich einer Kartierung eines nahe beigelegenen Geländes bei Bennigsen durch H. Stille[3] nachgeprüft, wobei Stille zu wesentlich anderen Schlußfolgerungen kam, indem

---

[1] W. Wunstorf, Transgressionen l. c. p. 275.

[2] W. Wunstorf, Transgressionen l. c. p. 276.

[3] H Stille, Über Strandverschiebungen im hannoverschen Oberen Jura. Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. No. 12. 1905. p. 515 ff.

er nämlich die über dem Korallenoolith liegenden Geröllschichten, für welche er einen neuen Namen, „Völkser Konglomerat", einführte, nicht mit Wunstorf für älter als Portland, sondern als „Abrasionskonglomerat an der Basis des transgredierenden Serpulit" ansah. Diese abweichende Deutung begründet Stille damit, daß die *Corbula* und *Modiola* führenden Kalke im Hangenden des Konglomerates nicht nur große petrographische Ähnlichkeit mit manchen Serpulitkalken zeigen, sondern wie diese auch schon Serpeln enthalten neben *Modiola* und *Corbula*, die ebenfalls nach Struckmann [1] auch im Serpulit vorhanden seien. Für diese Deutung macht Stille ferner geltend, daß die eben erwähnten Kalke ebenso wie der hangende Serpulit teilweise konglomeratisch ausgebildet sind, was im Verein mit anderorts in Nordwestdeutschland gemachten Beobachtungen über Serpulitvorkommen eine andere Deutung der Geröllschichten bei Völksen außerordentlich unwahrscheinlich macht. In seinem Schlußwort zu dem eben erwähnten Aufsatz faßt er die stratigraphischen Momente dahin zusammen, daß das Völkser Konglomerat jünger sei als die in ihm aufgearbeiteten Schichten des Korallenoolith und Kimmeridge, daß es durch seine petrographische Verknüpfung und aus anderen Gründen als das Basalkonglomerat des konglomeratischen und transgredierenden Serpulit aufzufassen sei. Darnach fehlten bei Völksen im Weißen Jura „außer einem Teile des Oberen Korallenoolith der Kimmeridge, die *Gigas*-Schichten, Eimbeckhäuser Plattenkalke und Münder Mergel und die Angaben älterer Autoren über das Vorkommen dieser Schichten seien nicht aufrecht zu erhalten".

Diese Ansicht hat H. Stille auch in seinen späteren Arbeiten [2], die ähnliche Probleme berühren, beibehalten.

Auf Grund neuerer, seit einigen Jahren unternommener Untersuchungen über die Stratigraphie des Oberjura in der näheren Umgebung von Hannover ist Verf. hinsichtlich der Deutung und Abgrenzung mancher Weißjurahorizonte, die in der Hauptsache auf der älteren Gliederung von K. von Seebach und den Detailprofilen von C. Struckmann basierten, zu wesentlich anderer Auffassung,

---

[1] C. Struckmann, Geognostische Studien am östlichen Deister. 27. und 28. Jahresber. d. Naturh. Ges. zu Hannover. p. 63; —, Über den Serpulit (Purbeckkalk) von Völksen am Deister usw. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 21. 1879. p. 232.

[2] H. Stille, Exkursion in den südöstlichen Deister am 5. Juli 1908. 1. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. zu Hannover. 1908. p. 19. — Der geologische Bau des Weserberglandes und des Teutoburger Waldes. 1909. in: O. Reissert, Das Weserbergland und der Teutoburger Wald. — Das Alter der deutschen Mittelgebirge. Dies. Centralbl. 1909.

namentlich letzterem gegenüber, gekommen. Zum Teil ist darüber schon an anderer Stelle [1] berichtet worden. Mit dieser neueren Auffassung, die fast ausschließlich auf faunistische Studien gegründet war, sind nun aber die mehrfach schon beschriebenen Weißjuraprofile des Deisters in ihrer bisherigen Horizontierung nicht mehr in Einklang zu bringen. Insbesondere erfahren dadurch die eigenartigen Geröllschichten eine andere stratigraphische Orientierung, wobei sich zugleich das überraschende Resultat ergab, daß diese in ihrer zuvor schon kurz geschilderten Beschaffenheit im Oberjura Norddeutschlands einzigartig dastehenden Bildungen als „Völkser Konglomerat" nicht nur auf die Gegend von Völksen beschränkt sind, sondern eine weit größere Verbreitung besitzen, daß sie auch in den übrigen Weißjuraprofilen des südöstlichen Deisters wiederkehren und daß sie auch fast in gleicher Ausbildung und Mächtigkeit selbst in den so oft beschriebenen und für die Gliederung klassisch gewordenen Weißjuraprofilen nahe Hannover nachzuweisen sind. An all diesen Lokalitäten sind diese Geröllschichten in ihrer wahren Natur bisher nicht erkannt und demzufolge hinsichtlich ihres stratigraphischen Alters unrichtig gedeutet worden [2].

Die stratigraphische Abgrenzung der Weißjuraschichten, insbesondere der jüngeren Horizonte, ist nicht ganz leicht, einmal, weil diese vielfach keine bezeichnenden „Leitfossilien" enthalten, sodann aber, weil ein starker fazieller Wechsel Verschiedenheiten nicht nur in der faunistischen, sondern auch petrographischen Beschaffenheit bedingt, so daß es selbst an nahe beieinander gelegenen Lokalitäten nicht immer möglich ist, das gleiche Niveau ohne weiteres mit Sicherheit wieder zu erkennen. Hierdurch erklärt sich auch die mitunter mangelhafte Übereinstimmung der zu verschiedener Zeit und von verschiedenen Autoren von der gleichen Stelle beschriebenen Profile, die vielfach nicht auf fehlerhafter Beobachtung, sondern auf rasch wechselnden Faziesverschiedenheiten bei fortschreitendem Abbau beruht.

---

[1] Fr. Schöndorf, Das Profil des Oberen Jura am Bahnhof Linden-Fischerhof bei Hannover. 2. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. Hannover 1909. — Die Stratigraphie und Tektonik der Asphaltvorkommen von Hannover. Ebenda. 4. Jahresber. Hannover 1911. — Das Vorkommen und die stratigraphische Stellung der „*humeralis*-Schichten" im nordwestdeutschen Weißen Jura. Ebenda. 5. Jahresber. Hannover 1912/13.

[2] Es ist sehr wahrscheinlich, daß auch das von H. Stille vom Teutoburger Wald beschriebene Bielefelder Serpulitkonglomerat hierhergehört. Die stratigraphischen Untersuchungen darüber sind noch nicht abgeschlossen so daß sich zurzeit über seine genauere Horizontierung noch nichts Bestimmtes aussagen läßt.

Der Vergleich mit ausländischen, besser aufgeschlossenen Weißjuraprofilen wird ferner dadurch erheblich erschwert, daß die Faunen nicht immer ganz einwandfrei festgestellt sind, daß es bei vielen „leitenden" Arten nicht einmal feststeht, was Grundform, was zeitlich veränderte Abart (Mutation) ist, so daß wohl gelegentlich nach dem Vorkommen solcher „Leitformen" mit dem gleichen Namen zwei verschiedene Horizonte bezeichnet werden.

Die im folgenden gebrauchten Niveaubezeichnungen beziehen sich deshalb nur auf die zurzeit im nordwestdeutschen Oberjura üblichen Abgrenzungen, sie dürfen lediglich ihres Namens wegen nicht auf andere Lokalitäten übertragen werden.

Für die Beobachtung der in Rede stehenden Weißjuraschichten am südöstlichen Deister eignen sich vor allem die zahlreichen, teilweise heute noch in Abbau stehenden Steinbrüche nahe dem Dorfe Völksen, Station Eldagsen der von Hannover nach Altenbeken führenden Bahn, sowie die Steinbrüche am Eversberg bei Springe und der Einschnitt der von der Stadt Springe nach der Försterei Köllnischfeld führenden Straße am Samkekopf. An letzterer Lokalität bietet sich das vollständigste Weißjuraprofil, da in diesem Einschnitt selbst oder in seiner unmittelbaren Nachbarschaft fast sämtliche Weißjurahorizonte von den Heersumer-Schichten an bis hinauf zum Serpulit zum Teil mit „Leitfossilien" in nahezu ungestörter Lagerung zu beobachten sind. Dieses Weißjuraprofil am Samkeweg bei Springe mag deshalb den übrigen nur lückenhaften Profilen des südlichen Deisterendes als Hauptprofil zugrunde gelegt werden.

Es ist hier nicht der Ort, eine eingehende Beschreibung dieses im ganzen oder in einzelnen Teilen schon mehrfach[1] veröffentlichten Profiles zu geben, das wird mit anderen Weißjuraprofilen zusammen in einer ausführlichen Veröffentlichung in dem Jahresbericht des Niedersächsischen Geologischen Vereins zu Hannover geschehen[2]. Es genügt hier, die allgemeine Schichtfolge zu notieren, soweit sie für eine stratigraphische Orientierung von Bedeutung ist.

In dem gegenüberstehenden Profile sind die Schichten No. 1—3 Heersumer-Schichten, Korallenoolith und Kimmeridge, und No. 6 und 7 Münder Mergel und Serpulit, ihrer Fauna[3] und ihrer strati-

---

[1] C. Struckmann. Geognostische Studien am östlichen Deister. 27. und 28. Jahresber. d. Naturhist. Ges. zu Hannover. 1878. p. 53 ff. — Geognostische Studien am Deister. II. Ebenda. 29. und 30. Jahresber. 1880. p. 60 ff. — H. Stille. Über Strandverschiebungen l. c. 1905. p. 525. — M. Nahnsen, Über die Gesteine des norddeutschen Korallenooliths usw. Inaug.-Diss. Göttingen. N. Jahrb. f. Min. etc. Stuttgart 1913. p. 330.

[2] Dort wird auch die gegenteilige Deutung des Profiles durch C. Struckmann ihre Berichtigung erfahren.

[3] Vergl. die ausführlichen Fossillisten, die von C. Struckmann. Geognost. Studien am östlichen Deister (l. c.) und für den Serpulit in der Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **31**. 1879 mitgeteilt wurden.

Die Schichtfolge des Weißen Jura am Samkeweg bei Springe am Deister.

Hangendes: Wealden.

7. Serpulit. 10—15 m. Braune, plattige, an *Serpula coacervata* Blmb. reiche Serpelkalke und graublaue, z. T. schalige Kalksteine mit dunklen Schiefertonen wechselnd.
6. Münder Mergel. ca. 15 m. Zu unterst ockergelbe, darüber dunkle, blauschwarze, violette und grüne Mergel mit eingelagerten festeren Bänken eisenschüssiger, rauher, teilweise zelliger Dolomite. Zu oberst liegen mächtige, intensiv rote und grüne Mergel.
5. Eimbeckhäuser Plattenkalke. 8—9 m. Graue und gelbe, dünnplattig zerfallende, bankige Mergel und Mergelkalke mit dunklen dünnblätterigen Schiefertonen wechselnd. An der Basis liegen ockergelbe dolomitische Mergel. Kalke mit *Modiola lithodomus* Dkr. u. K. und *Corbula inflexa* Roem.
4. *Gigas*-Schichten. ca. 6 m. Feste, dickbankige, bräunliche, oolithische oder dichte Kalke, lagenweise erfüllt von Schalenresten und dadurch oft porös werdend. Auf den Schichtflächen des hangenden, zu plattiger Absonderung neigenden Kalkes zahlreiche *Modiola lithodomus* Dkr. u. K., *Corbula inflexa* Roem., zahlreiche andere Zweischaler und kleine Gastropoden. Außerdem häufig Pyknodontenzähne und namentlich kleine Austern. Mit den Kalken wechseln mürbere Schichten, grüne Mergel mit Kalkgeröllen in mehreren Lagen. Letztere vielfach eng verknüpft mit dichten bankigen Kalken. Zu unterst und zu oberst liegt je eine etwa 1,50 m mächtige Schicht dickbankiger sehr fester Kalke mit Schalenresten und *Ostrea multiformis* Dkr. u. K.
3. Kimmeridge[1]. 12—15 m. Abwechselnd mürbere grooolithische oder dichte Mergel mit festeren, unregelmäßig gebankten, knollig zerfallenden, graublauen Kalken mit zahlreichen Steinkernen von *Cyprina Brongniarti* Roem. sp., *Cypr. nuculaeformis* Roem. sp., *Thracia incerta* Roem. sp., *Pholadomya multicostata* Ag., *Mactromya rugosa* Roem., *Isocardia striata* d'Orb. u. a., sowie Schalenexemplaren von *Echinobrissus Baueri Dames, Terebratula subsella* Leym., *Exogyra virgula* Defr., *Ostrea multiformis* Dkr. u. K., *Trigonia alifera* Contj. u. a. Zu unterst Mergel mit *Natica globosa* Rmr., *Chemnitzia abbreviata* Rmr. und *Terebratula humeralis* Roem.
2. Korallenoolith. ca. 20 m. Grob- und feinoolithische, feste Kalke mit *Cidaris florigemma* Phill., *Echinobrissus scutatus* Lam., *Pecten subfibrosus* d'Orb., *Gervillia aviculoides* Sow. sp. und vielen anderen.
1. Heersumer-Schichten. 4—6 m. Gelbe und braune, innen dunkel geflammte, rauhe Dolomite und Kalke mit *Cardioceras cordatum* Sow. sp., *Pecten subfibrosus* d'Orb. u. a.

[1] Eine Gliederung des Kimmeridge ist hier mit Absicht unterlassen, um das Profil nicht zu komplizieren. Vergl. weiter unten.

graphischen Lage nach in ihrem geologischen Alter unzweifelhaft bestimmt. Die Schichten No. 4 und 5, *Gigas*-Schichten und Eimbeckhäuser Plattenkalke, werden hinsichtlich ihres geologischen Alters bestimmt durch ihr Auftreten im unmittelbaren Liegenden der Münder Mergel, in welche die hangenden Partien ohne jede scharfe Grenze petrographisch allmählich übergehen.

Die *Gigas*-Schichten (No. 4) werden trotz des Fehlens von Ammoniten als solche gedeutet, einmal wegen ihrer petrographischen Übereinstimmung mit anderen typischen Vorkommen dieses Niveaus, ferner wegen des Auftretens der für diesen Horizont charakteristischen kleinen Gastropoden und schließlich auf Grund vergleichender Studien mit ähnlichen Schichten bei Hannover, wo die leitenden Cephalopoden vom Verf. früher bereits [1] aufgefunden wurden. Die Trennung der *Gigas*-Schichten und Eimbeckhäuser Plattenkalke ist recht mißlich und teilweise vollkommen willkürlich, indem lediglich die oberen, dünnplattigen Kalke der *Gigas*-Schichten als „Plattenkalke" abgetrennt werden, was mitunter zu argen Verwechslungen geführt hat [2]. Im vorstehenden Profile ist diese Abtrennung vorläufig noch beibehalten, obwohl es richtiger wäre, die hier abgeschiedenen „Plattenkalke" nicht als besonderen Horizont, sondern als plattige Fazies der *Gigas*-Schichten aufzufassen.

Die *Gigas*-Schichten (No. 4) sind auffallenderweise konglomeratisch ausgebildet, den geschichteten Kalken sind mehrere Geröllagen eingeschaltet, und vielfach bestehen auch die Kalke aus fest verkitteten Geröllen. Die Gerölle, meist in grüne Mergel eingebettet, sind hier nur klein, selten über 4—5 cm groß, und gering mächtig, weiter nach Osten aber werden sie größer, erreichen bis 1 m Durchmesser und schwellen zu mächtigen Konglomeraten, dem schon erwähnten Völkser Konglomerat, an. Das Völkser Konglomerat gehört demnach nicht dem Serpulit, sondern den *Gigas*-Schichten an.

Schon die petrographische Ausbildung und die dadurch bedingte Entwicklung des Landschaftsreliefs läßt die einzelnen Schichten im Fortstreichen auch im bewaldeten Gelände sicher verfolgen, selbst dann, wenn die an und für sich schon kümmerlichen Fossilien vollkommen fehlen.

Sieht man von Einzelheiten ab, so läßt sich für den Vergleich mit den anderen Lückenprofilen am östlichen Deister die Schichtfolge folgendermaßen schematisch vereinfachen:

[1] Fr. Schöndorf, Asphaltvorkommen bei Hannover, l. c. p. 114.

[2] So hat C. Struckmann z. B. die Klippen bildenden *Gigas*-Kalke, die er im Samkeprofil richtig erkannte, im Fortstreichen im Walde als Eimbeckhäuser Plattenkalke beschrieben, deren Fauna daher ganz einzigartig dasteht, was schon Koert, Geol. u. paläontolog. Unters. der Grenzschichten zwischen Jura und Kreide auf der Südwestseite des Selter, Göttingen 1898. p. 49, auffiel, ohne daß er sich dies erklären konnte.

Profilschema am südöstlichen Deister

nach den Aufschlüssen am Samkeweg bei Springe und Beobachtungen im anstoßenden Gelände.

Hangendes: Wealden, mit hohem Steilanstieg des liegenden Deistersandsteins. Wealdsandstein, Kohlenflöze und dunkle dünnblättrige Wealdschiefer.

Oberer oder Weißer Jura, Malm.

7. Serpulit. Feste plattige Serpelkalke, mächtige graublaue, dichte oder oolithische Kalke und blaue Schiefertone. Die Kalke bilden deutliche Terrainkanten.
6. Münder Mergel. Zu unterst ockergelbe, darüber dünnschiefrige, schwarzblaue und bröckelige, grüne und rote Mergel mit dünnen eingelagerten festeren Bänken. Im Gelände meist feuchte Niederungen erfüllend.
5. Eimbeckhäuser Plattenkalke. Dünnplattige, graue und fahlgelbe Kalke, gelbe verfestigte Mergel und dünnschiefrige blaue Mergel. Die Kalkplatten bedeckt von *Modiola lithodomus* Dkr. u. K. und *Corbula inflexa* Roem. Im Gelände teils mit dem Hangenden, teils mit dem Liegenden verschmelzend.
4. Gigas-Schichten. Feste dickbankige, oft plattige, braune Kalke, meist oolithisch mit spärlichen Versteinerungen. Einige dichte Lagen ganz erfüllt von *Ostrea multiformis* Dkr. u. K. Schichtflächen der oolithischen Kalke bedeckt mit *Modiola lithodomus* Dkr. u. K. und *Corbula inflexa* Roem. Im Hangenden und Liegenden 1,50—2,00 m mächtige, sehr feste, bankige Kalke mit Schalenresten. Dazwischen mehrere mürbere Partien graugrünlicher Mergel mit Geröllen. Die festen Kalkbänke bilden im Gelände hervorragende Klippen, auf deren Schichtköpfen zahlreiche kleine Austern umherliegen.
3. Kimmeridge[1]. Wulstige, blaue, dichte und groboolithische Kalke mit Mergeln wechsellagernd. Die Kalke bilden im Gelände flache Kuppen und liefern zahlreiche *Terebratula subsella* Leym. Daneben die bekannten Kimmeridge-Steinkerne. Die Mergel erfüllen flache Senken.
2. Korallenoolith. Sehr feste und mächtige, grobgebankte, oolithische Kalke, stellenweise mit zahlreichen Stacheln von *Cidaris florigemma* Phill., *Pecten subfibrosus* d'Orb. usw. Überall einen hohen scharfen Steilhang erzeugend.
1. Heersumer-Schichten. Hellbraune, dunkelgeflammte, rauhe, sandige Dolomite mit *Cardioceras cordatum* Sow. Schlecht aufgeschlossen, an der Basis des von Korallenoolith gebildeten Steilhanges liegend.

Liegendes: Dogger. Dunkle weiche Schiefertone im flachen Gelände.

[1] Eine Gliederung des Kimmeridge ist hier aus Zweckmäßigkeitsgründen nicht vorgenommen.

Das vorstehende Profilschema, das trotz dieser knappen Fassung für die meisten Spezialprofile des Weißen Jura am östlichen Deisterende anwendbar ist, zeigt einmal eine vollständige Ausbildung aller größeren, bisher unterschiedenen Weißjurastufen, mit alleiniger Ausnahme der lokal beschränkten Süßwasserfazies des obersten Purbeck, ein Zeichen, daß diese sämtlichen Jurastufen im Bereiche des Deisters abgelagert wurden, zweitens eine deutliche konglomeratische Fazies der *Gigas*-Schichten, und drittens eine vollkommen normale Auflagerung des Serpulits über typischen Münder Mergeln. Die teilweise etwas reduzierte Mächtigkeit der letzteren ist an dieser Stelle nicht auf ein Übergreifen des Serpulit, sondern auf streichende Störungen nachweislich zurückzuführen.

Die zahlreichen in der allernächsten Umgebung von Völksen gelegenen Steinbrüche zeigen fast alle, von kleinen speziellen Abweichungen namentlich in der Mächtigkeit und durch Verwerfungen bedingten Störungen abgesehen, übereinstimmend das gleiche Profil, soweit die Weißjuraschichten eben lokal aufgeschlossen sind.

Generelles Weißjuraprofil der Umgegend von Völksen,
in etwa 20 Steinbrüchen mehr oder minder vollständig aufgeschlossen.

Hangendes: Plattige, braune, serpelreiche, feste Kalke. Serpulit.

3—5 m. Grüne, blaue und gelbe, seltener rote, meist gut geschichtete Mergel. Ihnen eingelagert einige dünnere ockergelbe, stark eisenschüssige oder dolomitische Bänke. Münder Mergel.

2—3 m. Dickbankige nach oben oft plattige und dann fossilreiche (*Modiola lithodomus* Dkr. u. K., *Corbula inflexa* Roem.), feste Kalke mit zahlreichen Austernschalen. Vielfach konglomeratisch. Darüber zuweilen noch ockergelbe, plattige Mergelkalke. Portland[1].

ca. 3 m. Stark abgerollte Kalkgerölle eingebettet in grüne Mergel. Völkser Konglomerat.

Liegendes: Feste, stark zerklüftete, graublaue oolithische Kalke mit *Cidaris florigemma* Phill., *Echinobrissus scutatus* Lam., *Pecten subfibrosus* d'Orb. Korallenoolith.

Die Übereinstimmung dieses Völkser Profiles mit dem vereinfachten Samkeprofil (p. 445) ist ganz offensichtlich. Aus dem vorstehenden Profile, das, wie bereits gesagt wurde, mit kleinen Abweichungen für sämtliche Weißjura-Aufschlüsse nahe Völksen, die die in Rede stehenden Schichten aufschließen, gültig ist, ergeben sich folgende Schlußfolgerungen:

[1] Es ist hier mit Absicht unterlassen, die Gliederung des Portland in *Gigas*-Schichten und Eimbeckhäuser Plattenkalke durchzuführen, da eine Trennung beider vielfach nicht möglich ist. Vergl. vorher.

1. Der Serpulit in Form typischer Serpelkalke liegt überall über mürben, grünen, blauen, gelben oder roten Mergeln mit zwischengelagerten festeren Bänken, die ihrer Beschaffenheit und Lage nach genau übereinstimmen mit den im Hauptprofile des Weißjura am Samkeweg bei Springe (p. 443) als Münder Mergel beschriebenen Schichten. Der Serpulit liegt also bei Völksen normal über Münder Mergel.

2. Transgressionskonglomerate an der Basis des Serpulit sind nirgends zu beobachten.

3. Die in fast allen Aufschlüssen auffallend hervortretende, 2—3 m mächtige Geröllbank, das sog. Völkser Konglomerat, ist durch eingelagerte dichte Kalke und das Auftreten ähnlicher Geröllagen im Hangenden eng verknüpft mit den hangenden Portlandkalken. Diese durch ihre Gesteinsbeschaffenheit und Fossilführung hinreichend charakterisierten Kalke stimmen überein mit den vom Samkeweg als *Gigas*-Schichten (p. 443 No. 4) beschriebenen Kalken. Sie liegen stets im Liegenden der Münder Mergel. Das Völkser Konglomerat gehört demnach nicht dem Serpulit, sondern den *Gigas*-Schichten an.

4. Eine Gliederung des Portland in *Gigas*-Schichten und Eimbeckhäuser Plattenkalke, wie sie im Hauptprofil am Samkeweg noch einigermaßen durchführbar war, ist bei Völksen nicht gut möglich. Die dort vorhandenen, teilweise konglomeratischen, festen Kalke im Liegenden der Münder Mergel entsprechen ihrer petrographischen und sonstigen Beschaffenheit nach weit eher den als *Gigas*-Schichten gedeuteten Kalken (No. 4) des Hauptprofils, als den Plattenkalken. Die sog. Eimbeckhäuser Plattenkalke sind faziell von den *Gigas*-Schichten nicht zu trennen und scheinen hier in unmittelbarer Strandnähe vollkommen auszukeilen.

5. Zwischen dem den *Gigas*-Schichten angehörenden Völkser Konglomerate und seinem Liegenden, dem Korallenoolith, klafft eine größere Lücke, indem Kimmeridgebildungen[1] bei Völksen fast vollkommen

[1] Der Ansicht von H. Stille, daß bei Völksen Kimmeridgebildungen im Liegenden des als Serpulit gedeuteten Völkser Konglomerates vollkommen fehlen, vermag ich nicht beizustimmen. An mehreren Stellen finden sich petrographisch und faunistisch sehr wohl als Kimmeridge zu identifizierende Kalke und Mergel über typischem fossilführendem Korallenoolith im Liegenden der Konglomerate. Näheres siehe in der oben angekündigten Spezialarbeit.

fehlen. Sie und ein Teil des Korallenoolith sind als Gerölle im Völkser Konglomerat aufgearbeitet. Das Völkser Konglomerat ist demnach als Basalkonglomerat der über ältere Weißjuraschichten transgredierenden *Gigas*-Schichten aufzufassen.

Die für eine Transgression des Serpulit mehrfach ins Feld geführte auffallend geringe Mächtigkeit der Münder Mergel bei Völksen und am Samkeweg ist an letzterer Lokalität nicht durch ein Übergreifen des hangenden Serpulit verursacht, sondern auf streichende und schwach spießeckige Verwerfungen innerhalb der Münder Mergel zurückzuführen, die sich im bergigen Gelände nördlich und östlich des Wegeinschnittes sehr gut über Tage nachweisen lassen und an verschiedenen Stellen, z. B. oberhalb des Hirschkopfes, zu einer deutlichen Wiederholung der Serpelkalke innerhalb der roten und grünen Münder Mergel und einem Abstoßen derselben an spießeckigen Brüchen führten. Diese streichenden Verwerfungen sind vom Verf. auch weiter nach Osten bis zum Bielstein und darüber hinaus bis jenseits Völksen verfolgt worden, so daß sie sicherlich am geologischen Bau des südöstlichen Deisters einen viel größeren Anteil nehmen als bisher vermutet wurde.

Hannover, den 15. Mai 1913.

Miscellanea.

Die geologische Aufnahme des Duppauer Gebirges im nordwestlichen Böhmen.

Bereits im Jahre 1901 hat die „Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen" beschlossen, die geologische Aufnahme des Duppauer Gebirges in gleicher Weise wie die des Böhmischen Mittelgebirges im Maßstabe 1 : 25 000 durchführen zu lassen. Aus verschiedenen Gründen konnte der Beschluß bis jetzt nicht ausgeführt werden. Gegenwärtig stehen der Ausführung keine weiteren Hindernisse entgegen und Herr Dr. F. Seemann wird schon im heurigen Sommer mit der für mehrere Jahre berechneten Arbeit beginnen. Das aufzunehmende Gebiet erstreckt sich von Kaaden im Osten bis nach Karlsbad im Westen, vom Abbruch des Erzgebirges südlich bis in die Breite von Waltsch. Es ist lebhaft zu begrüßen, daß die genannte Gesellschaft an das dem Abschlusse nahe gebrachte Kartenwerk des Böhmischen Mittelgebirges nun ein zweites Werk anreiht, das ein weiteres großes vulkanisches Gebiet in Nordböhmen umfassen wird.

Personalia.

Verleihung. Dem Professor der Mineralogie und Geologie an der landwirtschaftlichen Akademie zu Tetschen, Dr. **J. E. Hibsch**, ist von der preußischen Akademie der Wissenschaften eine Leibnitz-Medaille verliehen worden.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ueber Koenenit von Sarstedt.

Von **O. H. Erdmannsdörffer.**

Mit 1 Textfigur.

Von Herrn Bergingenieur Lommatzsch erhielt das hiesige mineralogisch-geologische Institut eiu Stück grauen Salztones aus dem Kaliwerk Glückauf-Sarstedt, in dem einzelne Klüfte ausgefüllt sind mit einem glasklaren, spätigen Anhydrit, etwas rotem Carnallit und kleinen Partien eines Miuerals, das sich bei näherer Untersuchung als Koenenit herausstellte.

Dieser Koenenit unterscheidet sich von dem Vorkommen in Justus-Volpriehausen, der durch Eisenglanz intensiv rot gefärbt ist, durch seine hellgelbe Färbung; die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß ihm keinerlei Spuren von Eisenglanz beigemengt sind. In seinen sonstigen Eigenschaften gleicht er aber durchaus dem Mineral von dem genaunten Fundpunkt.

Kristallforuen fehlen; das Mineral bildet aneinander liegende Täfelchen, die zu rosettenartigen Gruppen zusammentreten können. Es besitzt die für Koenenit bezeichnende äußerst geringe Härte, seine lederartige Biegsamkeit und glimmerartig vollkommene Spaltbarkeit nach einer Fläche. Die Spaltblättchen lassen im konvergenten polarisierten Licht das Interferenzbild eines einachsigen optisch positiven Körpers zentral austreten.

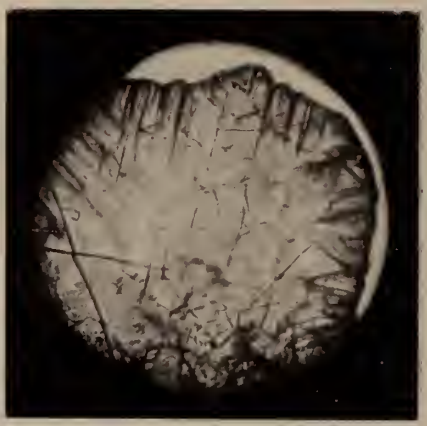
Rinne[1] stellte fest, daß der Koenenit durch Wasser zerlegt wird und zunächst in einen optisch negativen, schwächer doppelbrechenden „Metakoenenit“ übergeht, der durch weitere Behandlung mit Wasser, Salmiaklösung und durch Glühen, unter Erhaltung der Kristallstruktur bis zur Erreichung einer völligen Pseudomorphose von Tonerde nach Koenenit abgebaut werden kann.

Den optisch negativen Metakoenenit erhält man sehr rasch durch Kochen der Blättchen in Wasser; nach etwa 10 Minuten sind die vorher ganz klaren optisch positiven Blättchen vom Rande aus getrübt und unter Runzelung etwas aufgeblättert; diese trüben Teile sind optisch negativ, der noch klare zentrale Teil bleibt optisch positiv. Zwischen beiden liegt eine ganz schmale Zone, die im konvergenten Licht keine optische Reaktion gibt.

Eigentümlich ist der Umstand, daß die so gewonnene negative Substanz nach etwa einstündigem Liegen bei Zimmertemperatur einen Rückschlag in den ursprünglichen optisch positiven Charakter zeigt.

[1] Dies. Centralbl. 1902. p. 493.

Ätz- und Schlagfiguren konnte ich so wenig wie seinerzeit Rinne erhalten, doch zeigt sich beim Kochen der Blättchen eine Erscheinung, die geeignet ist, die Rinne'sche Feststellung der rhomboedrischen Symmetrie zu bekräftigen.



Man beobachtet nämlich auf den Spaltblättchen nach dem Kochen ein System von scharfen, geradlinigen Rissen, die, besonders am Rande deutlich, sich auch in das Innere verfolgen lassen und die sich unter 120° schneiden, wie dies die beifolgende Figur in 18facher Vergrößerung zeigt.

Es dürfte sich hier wohl um eine Erscheinung handeln, die den Rinne'schen und Cornu'schen Kontraktionsrissen [1] und -figuren [2] bei Behandlung von Zeolithen mit Salzsäure ähnlich ist.

Hannover, den 27. Mai 1913.

Beobachtungen an geschmolzenem Bronzit.

Von **Erwin Kittl.**

Mit 1 Textfigur.

Bei Untersuchungen mit geschmolzenen Silikaten fiel dem Verf.[3], ebenso wie es früher schon von C. Doelter[4] erwähnt wurde, das Verhalten des Bronzites im Schmelzfluß auf, der von den meisten untersuchten Mineralschmelzen abweichende Eigenschaften zeigte. C. Doelter stellte eine Übersicht über das

[1] Dies. Centralbl. 1902. p. 594.

[2] Tscherm. Min. u. petr. Mitt. **24**. 1905. p. 199.

[3] E. Kittl, Zeitschr. f. anorg. Chem. **77**. p. 335; Zeitschr. f. anorg. Chem. **80**. p. 79.

[4] Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien. Math.-naturw. Kl. CXIV. 1905. p. 529. (Die Silikatschmelzen III.)

Kristallisationsvermögen von einer Anzahl der wichtigeren gesteinsbildenden Mineralen auf, indem er in kleinen Platintiegeln oder bei eisenreichen Schmelzen in Magnesittiegeln dieselben Mengen von Mineralen in gepulvertem Zustand erhitzte, zum Schmelzen brachte und dann in einer bestimmten Zeit abkühlen ließ. Doelter wählte drei verschieden dauernde Abkühlungszeiten, nämlich eine von einer Minute, eine von fünf Minuten, eine von drei Stunden. Bei der Abkühlung von einer Minute waren nur wenige Minerale kristallin erstarrt, bei einer solchen von fünf Minuten die meisten schon teilweise, bei der längsten Dauer der Abkühlung nur mehr sehr wenige in glasigem Zustande. Der Bronzit von Kraubat gehörte zu der ersten Gruppe. Doelter führte ferner bei dem Experiment mit Bronzit an, daß dieser bei einer Abkühlungsdauer von etwas weniger als 4 Minuten im Magnesittiegel ein löcheriges Schmelzprodukt ergab, das die große Kristallisationsgeschwindigkeit des Bronzites deutlich zeigte. Offenbar bildeten sich hier Kristalle von bedeutender Größe.

Später[1] wurde die lineare Kristallisationsgeschwindigkeit des Bronzites vom Kupferberg bei Bayreuth zu bestimmen versucht. Der Schmelzpunkt oder besser das Schmelzintervall wurde mit 1360—1410° bestimmt, obwohl theoretisch dasselbe kleiner zu erwarten wäre, die Unterkühlungsfähigkeit betrug bloß in Anwesenheit der eigenen Schmelze 70° unterhalb des Verflüssigungspunktes, die Kristallänge wurde nur von der des Diopsides übertroffen. Bei 1330° war das Maximum der linearen Kristallisationsgeschwindigkeit.

Ein zum Vergleich mit künstlichen Silikaten vorgenommenes Experiment mit demselben Bronzit zur Untersuchung des Kristallisationsvermögens ergab folgendes: Das Versuchsmaterial (30 g), das aus ausgesuchten reinen Spaltblättchen bestand, wurde fein gepulvert, im elektrischen Kurzschlußofen von Ruhstratt erhitzt. Als Tiegel wurde einer aus Kohle verwendet, dessen innerer Durchmesser 16 mm, dessen Länge 110 mm betrug. Ein kleinerer Tiegel wurde hier aus dem Grunde benützt, um dieselben Verhältnisse wie bei den viel voluminöseren Carbonatgemischen, bei welchen die Kieselsäure erst die Kohlensäure verdrängen mußte, zu schaffen. Die Abkühlungskurve, die dem Temperaturabfall der Schmelze entspricht, ist an a. O. ersichtlich: die Dauer der Abkühlung ist so zu verstehen, daß das Schmelzprodukt in 40 Minuten Zimmertemperatur erreichte, wobei natürlich die Abkühlung zuerst viel schneller vor sich geht als später. Die Manipulation wurde in der Weise vorgenommen, daß die Tiegel nach erfolgtem Schmelzen in ein Sandbad gebracht wurden. Hier konnte dann die Abkühlungskurve mit einem Thermoelement aufgenommen werden.

[1] E. Kittl, Zeitschr. f. anorg. Chem. 77. p. 235; Zeitschr. f. anorg. Chem. 80. p. 79.

Beim Zusammenschmelzen von Carbonaten mit Kieselsäure verdrängt diese die Kohlensäure (CO_2) und die letztere entweicht zuweilen mit merklichem Verpuffen. Sobald nun die Vertreibung der Kohlensäure, die vielleicht in größerem oder kleinerem Maße von der Silikatschmelze absorbiert werden könnte[1], beendet ist, beginnt mit oder in der Regel nach dem Eintritt der Dünnflüssigkeit die Schmelze explosiven Charakter zu bekommen, wobei sie teilweise herausgeschleudert wird oder zu verdampfen beginnt (Zinksilikate). Die Verdampfung dürfte wohl immer in dissoziiertem Zustande vor sich gehen.

Das Verhalten von vulkanischen Gläsern, die Gase absorbiert enthalten, läßt nach A. Brun[2] erkennen, wie die Gase bei Temperaturerhöhung explosionsartig entweichen, sobald der Schmelzpunkt erreicht ist. Die Charakteristik, die Brun für die sogenannten „roches actives" gibt, ist gekennzeichnet durch ihre unter Ausdehnung, Aufkochen und Auseinanderfließen eintretende Dampfbildung von weißer Farbe, sobald die Schmelztemperatur der Bestandteile, besser der Grundmasse, wenn eine solche vorhanden, erreicht ist. Diese Eigenschaften gelten nach Brun vornehmlich für die saure Gruppe der Gesteine. Die „roches mortes" aber, wie z. B. Granite, kristalline Schiefer, alte oxydierte vulkanische Schlacken geben beim Schmelzen nur eine geringe Menge von Gasen ab. Dabei fehlen wesentliche Ausdehnungserscheinungen.

Eine andere Art der Entgasung kann jedoch auch stattfinden, wenn ein „nasser" Schmelzfluß erstarrt. Die freiwerdenden „Mineralisatoren" bilden durch ihre Fluor-, Bor-, Wolfram- etc. Dämpfe eine Reihe der nachvulkanischen Minerale von pneumatolytischer Herkunft.

Bei den mit Carbonaten künstlich hergestellten Silikaten ist ein explosives Verhalten, dessen Ursache das plötzliche Entweichen der Kohlensäure ist, erklärlich. Diese Silikate bilden dann entweder homogene gleichmäßige Massen mit wenig oder gar keinen Hohlräumen. Eine weitere Trennung dieser Gruppe muß insoferne noch stattfinden, als ein Teil dieser Silikate glasig oder kristallisiert ist. In den beobachteten Fällen finden sich nun nicht nur die beiden Phasen, sondern auch Übergänge. Die zweite Gruppe bilden gewisse dünnflüssige Silikatschmelzen, deren Basen Eisen oder Mangan enthalten. Diese zeigen im Innern Hohlräume und Drusen und sind immer kristallisiert.

Was nun den Bronzit betrifft, der ein natürlicher war,

[1] Bekanntlich absorbieren flüssige Metalle (Ag, Cu etc.) Gase, vornehmlich Sauerstoff und Wasserstoff, die beim Kristallisieren frei werden — wie das Spratzen des Silbers z. B. zeigt — oder sie können auch wenigstens teilweise im Metall absorbiert bleiben. Diese Gruppe der Metalle ist die gußfähige.

[2] A. Brun, Recherches sur l'exhalaison volcanique. Genf 1911.

also nur umgeschmolzen zu werden brauchte, so zeigte sich, daß er im Gegensatz zu Olivinschmelzen stets löcherig und im flüssigen Zustand sehr explosionsfähig war. Bei dem hier angeführten Experiment begann das Bronzitpulver, sobald es die Schmelztemperatur überschritten hatte, zu brodeln und Blasen zu werfen, worauf bald eine Explosion folgte, durch die ein kleiner Teil des geschmolzenen Bronzites mit ziemlicher Gewalt aus dem Tiegel herausgeschleudert wurde. Der Tiegel wurde nun aus dem Ofen herausgenommen und in das Sandbad gebracht. Hier erfolgte dann in der beim Herausnehmen anscheinend siedenden Schmelze noch eine schwächere Explosion, die aus dem Innern der fließenden Masse neues Material über die schon im Kristallisieren begriffene Oberfläche der Schmelze hob. (Fig. 1.) Diese erste Oberfläche wirkte als Kristallisationsausgang, indem von ihr aus strahlen- und fächerförmig die Kristalle wuchsen, welche die Wände einer untersten Schlotetage bildeten. Bei einer weiter folgenden, schwächeren Explosion wurde abermals neues Material über das Niveau dieser Etage gebracht. Dieser zweite Absatz ist niedriger als der erste, denn er mißt nur 4 mm Höhe, während der erste zirka 6 mm Höhe besitzt. In ähnlicher Weise wie das erste Mal wuchsen die Kristalle wieder von Zentren, die in dem Niveau der ersten Etage lagen. Der Durchmesser der schwach elliptischen Etagen beträgt bei der ersten ungefähr 10—14 mm, bei der zweiten 7—10 mm. Bei der nun folgenden dritten Explosion, die wie die andern mit einem Geräusch einer zerspringenden Gasblase hörbar war, erhob sich neues Material über die älteren Etagen. Der dritte Absatz ist der höchste (5—6,5 mm). Der Durchmesser ist gleich dem des zweiten. Schließlich erfolgte noch die Bildung einer vierten Etage von 3 mm Höhe und 5 mm Durchmesser, deren Wände gleichfalls aus regelmäßig strahligen, fächerförmigen Kristallen bestanden. Die Zentren dieses Schlotteiles lagen wieder im Niveau der dritten Etage. Die letzte Bildung ließ oben eine Schlotöffnung von 3 mm Durchmesser frei, wobei zu bemerken ist, daß diese durch die ganze Schmelze hindurchgeht und unregelmäßig die verschiedenen Hohlräume der Schmelze verbindet. Auffallend ist noch, daß die Wände der Etagen einen gezackten, niederen Wall bilden, der sich ein wenig über die Basis der neuen Etage hebt.

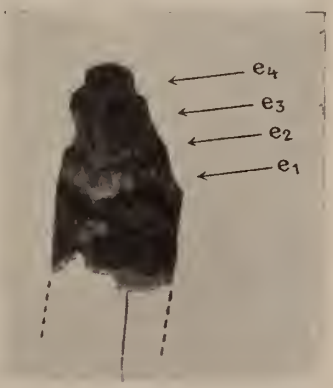


Fig. 1.
Umgeschmolzener Bronzit, Schlotöffnung nach oben. (Nat. Größe.)
Etagen 1—4 (e).

Die Höhe der Schlotetagen ist wohl nicht von der Kristallisationsgeschwindigkeit des Bronzites, sondern von der Menge des gehobenen Materials abhängig. Die Möglichkeit der Bildung eines so steilen Schlotes ist nur durch das große Kristallisationsvermögen des Bronzites gegeben, wodurch die gehobene Masse sofort in den kristallisierten festen Zustand übergehen konnte, ohne über den Rand hinaus- oder wieder zurückzufließen. Die Längen der Kristalle hängen mit der großen Kristallisationsgeschwindigkeit insoferne zusammen, als nur dann, wenn diese groß ist, überhaupt große Kristalle entstehen können. Die Kristalle wuchsen auch in der Regel ohne neue Zentren zu bilden von der Basis der betreffenden Etage aus. Nur im dritten Absatz finden sich an einer Stelle mehrere Zentren, die in der Mitte der Wand gelegen sind. Hier sind einige kleine Löcher, die sichtlich von kleinen Bläschen herstammen. Diese bildeten neue Zentren. Die Kristallisation begann deutlich an der Oberfläche, wo die Abkühlung die rascheste ist. Die Zentren liegen in der Basis der Etagen zwischen den Schlotwänden und dem kleinen randlichen Wall, der durch die Wand des jeweilig unten befindlichen Absatzes gebildet wird. Der ganze Bau ist etwas gegen eine Seite der Tiegelwand geneigt. Das Schmelzprodukt ist von grauer Farbe. Die einzelnen Kristalle heben sich an den Schlotwänden wie schwärzliche Rippen, zwischen welchen ein hellerer Streifen durchgeht, mit feinem Relief ab. Die ursprüngliche Färbung des Bronzites, nelkenbraun mit bronzefarbigem Schillern, hatte sich ganz verloren. Die Spaltbarkeit nach m ist sehr deutlich, meßbare Kristalle sind nicht zu sehen. Obwohl genug Drusenhohlräume vorhanden sind, treten nirgends Endflächen oder andere deutliche Flächen auf. Die Enden der Kristallbündel des Schlotes sind unregelmäßig gezackt. Die Kristalle sind hier zuweilen etwas gebogen, besonders bei der untersten Etage.

Das Schmelzprodukt[1] ist homogen und zeigt nur mit stärkster Vergrößerung verstreut dunkle Körnchen, deren Umrisse oktaedrisch waren, also wahrscheinlich Magnetit in dem sonst homogenen Produkt.

Die lineare Kristallisationsgeschwindigkeit des Bronzites ist so groß, daß auch bei der nicht sehr großen Zahl der Zentren keine Glasbildung eintrat. Ob die Zahl der Zentren wirklich gering ist oder ob eine Anzahl derselben nicht zur Ausbildung

[1] Vergl. die Angaben an a. O. Die Auslöschung in diesem Fall war gerade. W. Wahl (Die Enstatitaugite. Tschermak's Mitt. XXVI. p. 1.) schlägt für die Bronzite mit monokliner Kristallform Klinobronzit vor. H. Michel (Dies. Centralbl. 1913. p. 161.) gibt an, daß bei großer Abkühlungsgeschwindigkeit makroskopisch verzwillingter Klinoenstatit entsteht. Bei langsamer Abkühlung wird die Verzwilligung so fein, daß scheinbar rhombische Formen entstehen.

gelangte infolge des schnellen Wachstums der Kristalle, läßt sich hier nicht entscheiden.

Der wesentliche Unterschied im Verhalten gegen andere Schmelzprodukte liegt in der löcherig struierten Erstarrungsmasse. Im allgemeinen wurden die Schmelzen immer dann aus dem Ofen herausgenommen, wenn sie dünn zu fließen anfingen. Erfolgen hiebei Vorgänge explosiver Natur, wie Blasenwerfen etc., so hörte dies in der Regel auf, sobald der Tiegel auf dem Sandbad war. Die Schmelze erstarrte dann gewöhnlich ohne innere Hohlräume mit geschlossener Oberfläche. Eine Ausnahme bildeten Eisensilikate, z. B. Fayalitsilikat, das zahlreiche Hohlräume zeigte. Der natürliche Bronzit [1] übertraf in dieser Beziehung auch dieses. Die Ursachen der Explosionen [2] in den beobachteten Fällen können verschieden sein. Der von Brun dargestellte Vorgang, daß Gläser oder teilweise glasige Substanzen (vielleicht auch kristalline), die absorbierte Gase enthalten, in dem Moment, wo sie in den flüssigen Zustand übergehen, mehr oder weniger plötzlich Gase freiwerden lassen, wird selten oder in geringem Maße anzutreffen sein. Etwas Ähnliches geht bei dem Zusammenschmelzen von Kieselsäureanhydrid und Carbonaten vor sich, insofern die Kohlensäure — allerdings aus anderen Gründen, nämlich infolge der thermischen Dissoziation der Carbonate, der eine chemische Reaktion folgte — frei wird. Eine andere, ebenfalls häufig beobachtete Art von Explosionen tritt ein, wenn nach völligem Entweichen der gebundenen oder infolge von chemischen Reaktionen freigewordenen Gasen die Schmelze, die in ein ruhiges Fließen gekommen ist, über den Schmelzpunkt weiter erhitzt wird. Die Schmelze beginnt allmählich oder plötzlich in lebhafte Bewegung zu kommen, Blasen zu werfen und auch zu verdampfen. Beim Siedepunkt oder Verdampfungsbeginn können auch die Gase entweichen, welche bisher noch von dem Schmelzfluß absorbiert zurückgehalten werden konnten. Dieses Stadium dürfte mit dem Sieden des Schmelzflusses ident sein. Wird die Schmelze weiter erhitzt, so kann der gesamte Tiegelinhalt mit beträchtlicher Vehemenz in mehreren Teilen oder gänzlich herausgeschleudert werden. Es zeigt sich nun, daß die eisenreichen Silikate, die rasch dünnflüssig werden

[1] Eine Analyse des Bronzites vom Kupferberg bei Bayreuth findet sich in der geogn. Beschr. Bayerns von Gümbel, ausgeführt von Ammon. 1879. 3. p. 157.

Ca O	1,50
Mg O	33,75
Fe O	7,20 (mit Spuren von Mn)
Al_2O_3	1,05 (mit Spuren von Cr)
SiO_2	56,50
Glühverlust . .	0,88.

[2] Unter Explosionen verstehe ich hier die mit dem plötzlichen Freiwerden von Gasen verbundene mechanische Wirkung.

und früher zu sieden beginnen, im Verhältnis zu den Silikaten von Calcium, Magnesium und Tonerde diese Eigenschaften viel ausgeprägter zeigen.

Bei dem vorliegenden Bronzit könnte auch in Betracht kommen, daß die oberste Schicht schon zu erstarren begann, während im Innern noch eine der Siedetemperatur näher liegende herrschte. Da die bei der Kristallisation freiwerdende Wärme der Abkühlung entgegenwirkt, kann das Innere noch eine hohe Temperatur besitzen und explosiven Charakter haben, während die Oberfläche schon erstarrte[1].

Gleichfalls noch in Betracht zu ziehen ist bei dieser Art von Schmelzen, daß bei der Kristallisation während des Schmelzflusses absorbierte Gase freiwerden. Eine Hohlraumbildung ist die unmittelbare Folge. Daß der natürliche Bronzit viel absorbierte Gase enthielt, ist nach der Analyse schwer anzunehmen. (An eine Carbidbildung zwischen den Tiegelwänden und der Schmelze ist immer zu denken, doch ist nicht anzunehmen, daß diese Reaktionen allein mit Gasbildungen in Verbindung stehen.) Bei glasig-amorpher Erstarrung tritt keine Gasabgabe wie beim Kristallisieren ein. Im allgemeinen steigt also die Gasaufnahme und Abgabe bei Silikaten mit dem Fe- und Mn-Gehalt[2], womit die Neigung dieser Gruppe zu explosiven Vorgängen steht, vielleicht auch weil sie infolge ihres niedrigeren Schmelzpunktes die Temperaturen des Verdampfens eher erreichen. Die Silikate des Magnesiums, Calcium der Alkalien und der Tonerde nehmen weniger Gase auf. Wahrscheinlich hängt die Gasabsorption auch mit der Art der Wärmereaktion[3] zusammen, die umso deutlicher verläuft, je dünnflüssiger die Silikate werden, also je schärfer der Schmelzpunkt und schließlich je größer die Kristallisationsgeschwindigkeit und überhaupt die Fähigkeit zu kristallisieren ist.

Wien, im April 1913, Mineralogisches Institut der Universität.

---

[1] Nach einer Mitteilung meines Freundes M. Lazarevic treten bei der Verhüttung der Kuptererze von Bor in Serbien ähnliche Vorgänge auf. Wenn das flüssige Kupfer in Formen ausgegossen ist, beginnt sich zuerst an der Oberfläche eine erstarrte Schichte zu bilden. Schreitet nun die Abkühlung fort, so gibt das flüssige Metall die absorbierten Gase ab und diese entweichen, indem sie unter Explosionen die Oberfläche durchbrechen und kleine Krateröffnungen bilden. An diesen entstehen dann Sulfide, wie Kupferglanz, Bornit etc., woraus auf die Natur der Gase geschlossen werden kann.

[2] Mit Ausnahme der Natron-Eisen- und Natron-Eisen-Tonerde-Silikate.

[3] Vergl. C. Doelter, Handbuch der Mineralchemie. I. Silikatschmelzen. — E. Dittler, Beitrag zur Thermochemie der Silikate. Zeitschr. f. anorg. Chem. 69. p. 273.

Ueber sogen. Pisolithe aus dem Mansfelder Flözgebirge.

Von **Arth. Wichmann** in Utrecht.

W. Stahl dürfte mit der Deutung als Erbsenstein der von ihm kürzlich beschriebenen und aus einer Kluft des Zabenstädter Stollens im Mansfeldischen Flözgebirge stammenden Sinterkugeln nicht auf allgemeine Zustimmung rechnen können[1]. Pisolithe haben ihre Entstehung doch aufsteigenden Mineralquellen zu verdanken, während die in Rede stehenden Körper zu den katogenen Bildungen und daher in die Kategorie der Höhlenperlen gehören. W. Haidinger hat die richtige Erklärung bereits vor längerer Zeit gegeben: „Das Herabtropfen geschieht zuweilen in kleine Schüsseln, die sich selbst bilden, und in denselben werden Sandkörner und andere Gegenstände immerwährend bewegt und zugleich inkrustiert[2].“ Ausführlicher handelt über diesen Gegenstand Franz Kraus[3].

Ganz ähnlich den von Stahl beschriebenen und ebenfalls „wie Eier in einem Nest“ liegenden Gebilde sind diejenigen, welche F. Senft in verlassenen Stollen bei Riechelsdorf in Hessen sowie bei Schweina und Eckartshausen in Thüringen auffand[4].

Lamprophyre im Lausitzer Granitmassiv.

Von **P. J. Beger** in Leipzig.

In Oberlichtenau, einem am Ostfuße des Keulenberges bei Königsbrück in der Lausitz gelegenen Dorfe, befand sich im Sommer 1911 zwischen Kirche und Gasthof „zu den Linden“ ein Bauaufschluß, in dem unter ca. 2 m mächtiger Decke von Lößlehm ein sowohl durch ausgezeichnete Parallelstruktur als auch durch seltene Frische hervorragender „streifig-flaseriger Granit“ [5] zu sehen war — ein Mischgestein granitischer Massen mit Grauwackematerial. Er wird durchsetzt von zwei Ganggesteinen, deren eines sofort als typischer Kersantit zu erkennen war, während das andere sich bei mikroskopischer Betrachtung als Spessartit erwies. Da nur das oberste zutage Ausgehende aufgeschlossen war, und zwar in Form aneinandergereihter Blöcke, schien es nicht tunlich, die Streichrichtung in Winkelgraden feststellen zu wollen. Der Spessartit verläuft ziemlich genau nach WNW, während der Kersantit mehr nach N gerichtet ist. Später wurde für ihn durch Anvisieren

[1] Pisolithe. Dies. Centralbl. 1913. p. 337.

[2] Handbuch der bestimmenden Mineralogie. Wien 1845. p. 289.

[3] Höhlenkunde. Wien 1894. p. 76.

[4] Die Wanderungen und Wandelungen des kohlensauren Kalkes. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **13**. 1861. p. 302. — Die Schöpfungen des Regenwassers in und auf der Erde. Das Ausland. **42**. Augsburg 1869. p. 332.

[5] Geol. Spezialkarte d. Königr. Sachsen, Blatt Königsbrück.

eines zweiten Fundpunktes das Streichen mit N 40° W festgelegt. Demnach scheinen beide Gänge einander zu durchsetzen, doch ließ sich im Aufschlusse die Kreuzungsstelle nicht auffinden, weshalb die Frage nach der Altersfolge offen bleibt.

Der zur Feststellung des Streichens benutzte Punkt ist ein in einem kleinen Aufschluß hinter der Schule anstehender Gang, der in den Erläuterungen zur geol. Spezialkarte als Biotitdiabas bezeichnet ist. Daraufhin wurde auch das bei Reichenau unter demselben Namen eingezeichnete Vorkommnis besichtigt. Es erwies sich als ein ganz ähnlicher Kersantit, nur etwas kompakter, dunkler und gröber im Korn als der Oberlichtenauer.

Dieser trat auf in Form mehr oder minder mächtiger Kugeln, die bis $1\frac{1}{2}$ m im Durchmesser hielten und deren Gesamtfarbe durch stumpf grün am besten charakterisiert ist. Bei genauerem Zusehen erwies er sich als recht mannigfaltig, so daß Handstücke vorliegen, von denen man mit Fug meinen könnte, sie stammten aus verschiedenen Gängen, zumal sie sich nicht nur in Korngröße und Farbe, sondern auch in Mineralzusammensetzung und chemischem Bestande scharf unterscheiden.

Vorwaltend ist ein kleinkörniges Gestein, dessen größte Komponenten $2\frac{1}{2}$ mm nicht überschreiten. Es sind dies bräunlichschwarze, blitzende Biotitschüppchen, denen eine gute Begrenzung gewöhnlich mangelt. Nur wenn ihr Durchmesser unter 1 mm sinkt, zeigen sie sechsseitige Form. Sie sind es, die dem Gesteine bei makroskopischer Betrachtung recht eigentlich den Charakter eines Lamprophyrs der Minette-Kersantitreihe verleihen. Außer ihnen erkennt das unbewaffnete Auge nur noch eine zurücktretende trübe, grünliche Grundmasse von Plagioklas und selten einen stecknadelkopfgroßen braunen Punkt, der auf Carbonate zurückzuführen sein dürfte, zumal das Gestein mit HCl braust. Nach dem Salbande hin wird dieser Typus wesentlich dichter und damit zugleich dunkler.

Schlierenartig verwoben mit ihm kommt eine Strukturmodifikation vor, wie sie Pöhlmann[1] auch von Thüringer Vorkommnissen und Rinne[2] von Tsingtau beschreiben, und wie sie sich ähnlich auch in anderen Lamprophyren, z. B. im Odinit vom Frankenstein, findet. Sie ist charakterisiert durch Anhäufungen kleiner, z. T. ideal kugelförmiger Feldspataggregate, die umgeben sind von einer Biotithülle, aus der sie sich leicht herauslösen. Ihr Durchmesser überschreitet 3 mm nicht.

Ebenfalls schlierenartig kommt in dem normalen Kersantit eine weit gröbere und hellere Fazies von nicht allzu großer Häufig-

[1] Pöhlmann, Untersuchungen über Glimmerdiorite und Kersantite Südthüringens und des Frankenwaldes. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. III. 1884. p. 78.

[2] Rinne, Beitrag zur Gesteinskunde des Kiautschou-Schutzgebietes. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1904. 56. p. 152.

keit vor, die sich zusammensetzt aus 3 mm messenden Biotitblättchen, etwa ebenso zahlreichen, aber bis 5 mm langen, kaum zwirnsfadendicken, tiefschwarzen Hornblendenädelchen mit blankem Glanz, und schließlich breiten, schwach rötlichen Flecken von Plagioklas, der infolge seiner größeren Reichlichkeit dem richtungslos körnigen Gesteine die verhältnismäßig helle Farbe gibt. Beim ersten flüchtigen Blicke könnte man sich versucht fühlen, ein derartiges Handstück unter die Diorite einzureihen. Jedoch wahrt nicht nur die geologische Verbindung dem Gesteine seine Stellung unter den Lamprophyren, sondern auch sein Habitus, der dem mancher bretonischen Kersantone nahekommt.

Eine bemerkenswerte Erscheinung besteht nun darin, daß der normale Kersantit hin und wieder durchzogen wird von hellen Trümchen, die höchstenfalls $1\frac{1}{2}$ cm mächtig sind, meist aber unter 1 cm bleiben. Sie setzen nicht scharf vom Nebengestein ab, sondern sind vielmehr meist innig verflößt mit ihm. Farbe und Mineralbestand scheinen abhängig zu sein von der Mächtigkeit der Trümer. In der Hauptmasse bestehen sie aus einem dichten Gefüge gelblich weißen Feldspats, ja die schmalsten Trümchen setzen sich fast ausschließlich aus diesem zusammen. Mit zunehmender Breite mehren sich Hornblendenädelchen, die denen des gröberkörnigen hellen Gesteinstypus vollkommen gleichen. Dazu tritt hie und da ein Biotitschüppchen und ein grünes Körnchen von Epidot auf.

Ob diese Trümer mit den hornblendereichen hellen Schlieren in Zusammenhang stehen, ließ sich infolge der Ungunst des Aufschlusses nicht beobachten. Jedenfalls scheint nach der Beschaffenheit der betreffenden Gesteine eine Zusammengehörigkeit nicht nur denkbar, sondern sogar wahrscheinlich, und zwar in dem Sinne, daß beide einen jüngeren Nachschub in den in der Verfestigung begriffenen Kersantit bilden, wobei die Trümer von den Schlieren aus weiter gepreßt wurden und mit zunehmender Entfernung bezw. abnehmender Stärke der Spalten zunächst Biotit, dann auch Hornblende verloren, sodaß zuletzt eine Endigung aus fast reinem Feldspataggregat resultierte. Im ganzen erinnert diese Erscheinung an die von Barrois beschriebenen Kersantitaplite der Bretagne.

U. d. M. wird die Ähnlichkeit des Kersantits von Oberlichtenau bezw. Reichenau mit den bretonischen Gesteinen noch deutlicher als im Handstück. Seine Struktur ist eher hypidiomorph als panidiomorph körnig. Aus einer weißen Feldspatmasse heben sich in schwankendem Mengenverhältnis als dunkle Gemengteile heraus Biotit, ein diopsidartiger Pyroxen, sowie serpentinige und chloritische Umsetzungsprodukte, die in der Mehrzahl von Olivin stammen und oft mit Calcit vergesellschaftet auftreten. Auch Epidot und etwas Titanit in Form von Körnern sind hier zu erwähnen. Als

Akzessorien kommen hinzu zahlreiche Apatite, teils von erheblicher Länge und dann oft Glasseelen enthaltend, ferner und für Lamprophyre ungewöhnlich Zirkon, der in scharfumrissenen Kriställchen dem Feldspat interponiert ist und sich durch pleochroitische Höfe auch im Biotit verrät, sowie Pyrit und Magnetit.

Der Biotit zeigt in seinen Eigenschaften überraschende Ähnlichkeit mit dem der Brester Kersantone: die weiche braune Farbe, die nach außen in einen mitunter recht sattgrünen Saum übergeht, den kräftigen Pleochroismus von fast farblos oder doch nur ganz licht gelb zu starkem rotbraun, wobei kurz vor der größten Absorption ein eigentümlich zimtbrauner Ton erscheint. Mitunter ist b dunkler als c. Ferner wird auch hier in Längsschnitten durch die stärkere Absorption am Rande ein Zonenbau deutlich, der an Basisschnitten stets gut zu sehen ist. So beobachtet man oft, daß a innen fast farblos, außen licht grünlichgelb, b oder c innen rötlichbraun, randlich schwarzbraun sind. Auch die Interpositionen sind dieselben wie bei Brest: vor allem parallel der Basis liegende Eisenoxydblättchen, dann Körner von Pyrit und Magnetit, gut begrenzte Diopside, Apatit und Zirkon. Weitverbreitet sind, ferner auch hier Wachstumserscheinungen, deren Maß in den weitesten Grenzen schwankt, so daß neben schwammartig durchlöcherten Gebilden alle Übergänge zu wohlausgebildeten Kristallen zu beobachten sind.

Der Pyroxen übertrifft ganz im Gegensatz zu den Brester Kersantonen den Biotit gewöhnlich an Menge und kann allen wesentlichen Gemengteilen gegenüber idiomorph sein, kommt aber auch in rundlichen Körnern vor. Ebenso schwankend ist seine Größe. Meist ist er völlig farblos oder doch nur ganz licht bräunlich. Selten treten grüne Zonen auf, teils als Kern, teils als Rand, manchmal auch so, daß ein grüner Kern und Rand durch eine farblose Zone getrennt sind. Zwischen beiden besteht ein Unterschied der Auslöschung von ca. 9^0, und zwar kommt der höhere Betrag dem grünen Anteil zu. Der farblose löscht etwa bei 42^0 aus, bezogen auf den stumpfen Winkel β. Eine zweite Art von Zonarstruktur erkennt man erst im polarisierten Licht an Unterschieden der Interferenzfarben. Es treten dann schöne Sanduhrformen oder schaliger Bau hervor; bisweilen ist auch beides kombiniert. Der Kern hat auch hier eine Auslöschungsschiefe von ca. 42^0, während die äußeren Schalen erst gegen 6^0 später auslöschen. Bemerkenswert ist neben der hohen Lichtbrechung, durch die er sich reliefartig aus dem Schliffe hebt, die ganz vorzügliche Spaltbarkeit nach dem gewöhnlichen Prisma, sowie die außerordentliche Armut an Einschlüssen. Noch am häufigsten befinden sich in ihm winzige Spinelle, außerdem etwas Magnetit, Apatit, selten Biotit und Glas. Viele Kristalle sind ganz einschlußfrei. Bei Betrachtung dieses Pyroxens, den Max Voigt „malakolith-

artigen Augit"[1] nennt, wird man an Enstatitaugit erinnert. Leider konnten Achsenwinkel infolge ungünstiger Lage der Schnitte nicht gemessen werden. Doch finden sich dieselben Pyroxene auch in anderen später zu beschreibenden Kersantiten der Lausitz, und in der Tat wurden dort mehrfach kleine Achsenwinkel beobachtet. so daß es hinreichend gesichert erscheint. den vorliegenden Pyroxen zum Magnesiumdiopsid zu stellen, wofür auch der auffallend hohe Betrag an MgO in den Gesteinsanalysen spricht.

Olivin liegt frisch nicht mehr vor. Seine Kristallumrisse sind erfüllt durch filzige Massen von Serpentin, Chlorit, Calcit, uralitischer Hornblende und stark lichtbrechenden, amorphen, nicht identifizierbaren Körnern von lichtbräunlicher Farbe, die den Eindruck machen, als seien sie noch nicht vollkommen umgesetzte Reste des Mutterminerals. Pyroxen und teilweise auch Biotit werden von derselben Umsetzung ergriffen.

Der Feldspat gehört in der Hauptsache dem Plagioklas an. Er bildet breite Tafeln bezw. isometrische Körner, gewöhnlich mit nur wenigen Zwillingslamellen. Die Auslöschungsschiefe nimmt nach dem Rande zu von ziemlich großen negativen Beträgen ab, geht sogar manchmal durch die Nullage über zu positiven Werten, so daß gemäß Messungen nach der Fouqué'schen Methode Mischungen von $Ab_1 An_4$ (Bytownit) bis $Ab_6 An_1$ (Albit-Oligoklas) vorzuliegen scheinen. Dem höheren Kalkgehalt im Innern entspricht eine stärkere Zersetzung, derart, daß der Rand oft noch glasklar ist, während innen sich ein Gewirr von reichlichen trüben Epidotkörnchen und Muscovitschüppchen befindet, hinter die Kaolin zurücktritt.

Neben dem Plagioklas kommt in wechselnder Menge Orthoklas vor, der oft randlich umgeben ist von einem myrmekitischen Saum. Übereinstimmend mit den bretonischen Kersantitapliten überwiegt in den hellen Trümern der Orthoklas bei weitem, während er in dem schlierenartigen hornblendereichen Typus dem Plagioklas etwa die Wage hält.

Die dort auftretende primäre Hornblende ist, wieder im Gegensatz zu den Kersantonen von Brest, von warmer brauner Farbe (a = grünlichgelb, $b = c$ olivbraun). Neben langen Leisten finden sich gedrungenere Kristalle, mitunter verzwillingt nach $\{100\}$. Auch sie sind fast einschlußfrei und enthalten höchstens etwas Magnetit und Apatit. Resorptionsspuren sieht man selten.

In welcher Weise die dunkeln Gemengteile in den Schlieren und Trümern abnehmen, ist schon bemerkt worden. Erwähnt sei nur noch, daß sich besonders in den fast nur aus Orthoklas nebst etwas Plagioklas zusammengesetzten Schnüren Epidot in reich-

[1] M. Voigt, Die basischen Eruptivgesteinsgänge des Lausitzer Granitgebietes. Leipzig. Diss. Weida i. Th. 1906.

licherer Menge in Form großer, strahlig angeordneter Kristallaggregate findet.

Der Spessartit trat im Aufschluß auf in Gestalt polyedrischer Blöcke, deren größte Dimension $\frac{3}{4}$ m nicht überstieg. Im Gegensatz zu dem gut schleißenden Kersantit erwies er sich recht zäh und zersprang beim Spalten in ungefüge Stücke.

Seine Farbe ist blaugrau; an den Kanten schimmert das Licht grünlich durch. Das bloße Auge vermag in dem recht dichten Gefüge nur blitzende, fast millimetergroße Augite zu erkennen.

U. d. M. sieht man eine Grundmasse von ungefähr gleich großen Kriställchen grünlichbrauner Hornblende und farblosen diopsidartigen Pyroxens, die regellos verstreut liegen in ziemlich stark zersetzter Feldspatsubstanz. Diese ist dem Plagioklas zuzurechnen und erinnert an den des Kersantits, indem auch hier um einen vornehmlich zu Muscovit umgewandelten Kern frische, meist gerade auslöschende Ränder liegen. Die Zwickel zwischen den Plagioklasen sind erfüllt von einer grünen isotropen Substanz. Das Gefüge ist durchaus lamprophyrisch.

In dieser Grundmasse liegen als wohlbegrenzte Einsprenglinge Pyroxene, die dem Enstatitaugit des Kersantits in allen Eigenschaften, wie in Farbe, Zonarstruktur, vorzüglicher Spaltbarkeit, Zwillingsbildung, Armut an Einschlüssen völlig gleichen. Einige sind von Hornblende parallel umwachsen. Gern häufen sie sich zu Knäueln an. Daneben finden sich auch Kristallsplitter, die auf Protoklase zurückzuführen sind. Die Zersetzung zu Uralit, Chlorit, Serpentin, Calcit ist durchaus analog wie beim Kersantit. Doch stammen auch hier nicht alle Zersetzungsprodukte vom Pyroxen, sondern sind zum Teil ebenfalls auf Olivin zurückzuführen, dessen Form und Spaltbarkeit bisweilen noch kenntlich ist. Akzessorien finden sich außer etwas Magnetit, einigen wenigen Pyriten und feinsten Nädelchen von Apatit keine.

Da dieser unverkennbare Spessartit makroskopisch manchem der als Diabas kartierten Gesteine recht ähnelt, habe ich noch eine große Anzahl dieser sowie der als Diorit kartierten Gänge untersucht. Dabei ergab sich, daß sie allesamt lamprophyrischen Charakter tragen, der im einzelnen recht verschieden ist. Die Untersuchungen hierüber sind noch im Gange, so daß erst bei anderer Gelegenheit zusammenhängend und ausführlich berichtet werden mag.

Schließlich seien die von den beschriebenen Gesteinen angefertigten Analysen mitgeteilt. Vorangestellt sei eine Analyse von Max Voigt, die sich auf den Oberlichtenauer „Biotitdiabas“ bezieht. Die dort angegebenen Werte weichen allerdings nicht unbeträchtlich von den durch mich ermittelten ab — was unter Umständen aus dem schlierigen Charakter des Gesteins erklärt werden könnte.

Die mit X bezeichnete Substanz ist ein Rückstand, der nach dem Abrauchen der SiO_2 mit HF verbleibt und von der $KHSO_4$-Schmelze nicht angegriffen wird. Er harrt weiterer Verarbeitung.

No. IV und V beziehen sich auf das dem Oberlichtenauer Kersantit ganz ähnliche Gestein von Reichenau, das äußerlich bei mehr grauer Farbe nur etwas kompakter und härter ist, u. d. M. aber sich reicher an Hornblende erweist. Es ist in der für die Lamprophyre charakteristischen Weise schlierig ausgebildet, und zwar wechseln Partien, in denen sich Biotit und Hornblende fast völlig vertreten. Man beachte, daß der chemische Bestand dadurch nicht die geringste Änderung erfährt. Die Differenz in der SiO_2 rührt von einem Verluste bei No. 5.

	I	IIa	IIb	IIc	III	IV	V
SiO_2	45,32	45,60	45,36	45,48	49,20	47,39	46,15
TiO_2	1,15	0,58	0,45	0,52	1,15	0,75	0,90
Al_2O_3	13,23	11,93	11,86	11,89	13,56	13,39	13,34
Fe_2O_3	3,71	1,76	1,79	1,78	4,91	3,25	2,79
FeO	5,82	6,25	6,34	6,29	5,01	5,12	5,56
MnO	0,08	0,08	0,08	0,08	0,14	0,15	0,15
MgO	15,24	13,32	13,22	13,27	6,84	12,34	12,12
CaO	9,05	9,50	9,33	9,42	7,85	9,73	9,65
K_2O	2,13	2,77	2,92	2,84	3,90	2,56	2,42
Na_2O	3,34	2,16	2,11	2,14	2,63	1,86	1,94
H_2O	1,43	2,70	2,75	2,72	1,90	3,01	2,79
P_2O_5	0,25	0,76	0,83	0,79	0,71	0,24	0,74
CO_2	—	0,73	0,85	0,79	1,50	0,22	0,60
X	—	1,63	1,53	1,58	1,32	—	—
	100,75	99,77	99,42	99,57	100,62	100,01	99,15

	VIa	VIb	VIc
SiO_2	50,39	50,38	50,38
TiO_2	0,58	0,61	0,59
Al_2O_3	15,61	15,76	15,68
Fe_2O_3	1,49	1,49	1,49
FeO	5,63	5,66	5,65
MnO	0,12	0,11	0,11
MgO	9,44	9,51	9,48
CaO	7,20	7,21	7,21
K_2O	3,48	3,48	3,48
Na_2O	2,80	2,91	2,86
H_2O	2,84	2,81	2,82
P_2O_5	Sp.	Sp.	Sp.
CO_2	0,78	0,84	0,81
	100,36	100,77	100,56

I. „Biotitdiabas". Oberlichtenau b. Königsbrück, Lausitz[1].
IIa. Normaler Kersantit. Oberlichtenau b. Königsbrück, Lausitz.
IIb. Derselbe.
IIc. Mittel aus IIa und IIb.
III. Aplitischer hornblendereicher Kersantit. Oberlichtenau.
IV. Hornblendearmer Kersantit. Reichenau b. Königsbrück, Lausitz
V. Hornblendereicher „ „ „ „ „
VIa. Spessartit. Oberlichtenau b. Königsbrück.
VIb. Derselbe.
VIc. Mittel aus VIa und VIb.

Leipzig, am 2. Mai 1913. Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität.

Zur Messung der Doppelbrechung hauptsächlich mit Hilfe des Polarisationsmikroskops.

Von **M. Berek** in Wetzlar.

Mit 7 Textfiguren.

(Schluß.)

II. Über die Grenzen in der Bestimmbarkeit von Gangunterschieden.

Bei Messungen jeder Art haben wir streng zu unterscheiden zwischen der Genauigkeit, mit der sich eine bestimmte Erscheinung einstellen läßt, und zwischen der Sicherheit, mit welcher dieser Einstellung eine durch einen Zahlenwert charakterisierte Eigenschaft der untersuchten Substanz zugeordnet werden kann. Die Genauigkeit der Einstellung läßt sich durch Änderung der Beobachtungsmethode steigern. Bei einer Verfeinerung der Beobachtungsmethode ist es aber angebracht, sich darüber Rechenschaft zu geben, ob der erhöhten Einstellungsgenauigkeit auch tatsächlich eine bessere Kenntnis der stofflichen Eigenschaften entspricht. Anderenfalls würde jene Verfeinerung einen nutzlosen Aufwand bedeuten.

Bei der Messung von Gangunterschieden ist es zunächst offenbar zwecklos, den Wert der Doppelbrechung prozentual genauer anzugeben, als es die Kenntnis der Wellenlänge des benutzten Lichtes zuläßt. Für weißes Licht verschiedener Quellen ist damit die Grenze auf 3—4% festgelegt. Setzen wir streng monochromatisches Licht voraus, so kommen lediglich die Justierungsfehler in Betracht. Da ich Angaben in dieser Hinsicht in der Literatur nicht gefunden habe, man sich vielmehr damit begnügt zu haben scheint, die Justierung möglichst sorgfältig auszuführen, so hielt ich es für angebracht, an dieser Stelle

[1] Voigt, l. c. p. 29.

zu untersuchen, inwieweit der aus den Einstellungen berechneten Genauigkeit bei der Messung von Gangunterschieden auch reelle Bedeutung zukommt. Wir können die Antwort leicht herleiten aus der von A. Fresnel für zwei übereinanderliegende doppelbrechende Kristallplatten im polarisierten Licht aufgestellten Formel. Wir gehen von der in F. Pockels Lehrbuch[1] gegebenen Form dieser Beziehung aus, rechnen aber alle Winkel von der Polarisationsebene des Polarisators aus. Dann ist in jener Gleichung $\alpha = 0$ zu setzen.

Die Orientierung der Kristallplatte in bezug auf den Polarisator sei φ_1, die des Kompensators φ_2, die des Analysators σ. Dann ist

$$\begin{aligned}\frac{J}{i} = {} & \cos^2\sigma + \sin 2\varphi_1 \cos 2(\sigma-\varphi_2) \sin 2(\varphi_2-\varphi_1) \sin^2\pi\frac{\Gamma_1}{\lambda} \\ & + \cos 2\varphi_1 \sin 2(\sigma-\varphi_2) \sin 2(\varphi_2-\varphi_1) \sin^2\pi\frac{\Gamma_2}{\lambda} \\ & + \sin 2\varphi_1 \sin 2(\sigma-\varphi_2) \cos^2(\varphi_2-\varphi_1) \sin^2\pi\frac{\Gamma_1+\Gamma_2}{\lambda} \\ & - \sin 2\varphi_1 \sin 2(\sigma-\varphi_2) \sin^2(\varphi_2-\varphi_1) \sin^2\pi\frac{\Gamma_2-\Gamma_1}{\lambda}\end{aligned} \quad 24)$$

Setzen wir hierin

$$\sigma = \frac{\pi}{2} + d\sigma;\ \varphi_1 = \frac{\pi}{4} + d\varphi_1;\ \varphi_2 = \frac{3\pi}{4} + d\varphi_2;\ \Gamma_1 = \Gamma;\ \Gamma_2 = \Gamma + d\Gamma, \quad 25)$$

so wird

$$\begin{aligned}\frac{J}{i} = {} & \sin^2 d\sigma - \cos 2 d\varphi_1 \sin 2(d\sigma-d\varphi_2) \sin 2(d\varphi_2-d\varphi_1) \sin^2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} \\ & - \sin 2 d\varphi_1 \cos 2(d\sigma-d\varphi_2) \sin 2(d\varphi_2-d\varphi_1) \sin^2\pi\frac{\Gamma+d\Gamma}{\lambda} \\ & - \cos 2 d\varphi_1 \cos 2(d\sigma-d\varphi_2) \sin^2(d\varphi_2-d\varphi_1) \sin^2\pi\frac{2\Gamma+d\Gamma}{\lambda} \\ & + \cos 2 d\varphi_1 \cos 2(d\sigma-d\varphi_2) \cos^2(d\varphi_2-d\varphi_1) \sin^2\pi\frac{d\Gamma}{\lambda}\end{aligned} \quad 26)$$

Diese Gleichung lösen wir nach $d\Gamma$ auf und finden

$$d\Gamma = \frac{\lambda}{\pi} \operatorname{arc\,tg} \frac{A \pm \sqrt{A^2 + 4BC}}{2C} \quad 27)$$

Darin bedeuten:

$$A = \sin\frac{2\pi\Gamma}{\lambda}\left(b + 2c - 4c\sin^2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\right)$$

$$B = \frac{J}{i} - e + \sin^2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\left(a + b + 4c\cos^2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\right)$$

$$C = d + e - b - c - \frac{J}{i} + \sin^2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}(b + 2c - a)$$

und

$$\begin{aligned} a &= \cos 2 d\varphi_1 \sin 2(d\sigma-d\varphi_2) \sin 2(d\varphi_2-d\varphi_1) \\ b &= \sin 2 d\varphi_1 \cos 2(d\sigma-d\varphi_2) \sin 2(d\varphi_2-d\varphi_1) \\ c &= \cos 2 d\varphi_1 \cos 2(d\sigma-d\varphi_2) \sin^2(d\varphi_2-d\varphi_1) \\ d &= \cos 2 d\varphi_1 \cos 2(d\sigma-d\varphi_2) \cos^2(d\varphi_2-d\varphi_1) \\ e &= \sin^2 d\sigma. \end{aligned}$$

[1] F. Pockels, Lehrbuch der Kristalloptik. Leipzig und Berlin 1906. p. 268. Gleichung 1'.

Wenn wir den Wurzelausdruck näher untersuchen, so zeigt sich, daß er 0 wird, für $d\sigma = d\varphi_1 = d\varphi_2 = 0$, sonst aber stets imaginär ist, sobald wir $J = 0$ annehmen. Das besagt, daß nur für $d\sigma = d\varphi_1 = d\varphi_2 = 0$ vollkommen dunkle Interferenz- und Kompensationsstreifen möglich sind. Andernfalls spielt bei der Einstellung die Stelle minimalster Helligkeit die Rolle des Kompensationsstreifens. Dann hat das Helligkeitsverhältnis $\frac{J}{i}$ einen solchen Wert, daß $A^2 + 4BC = 0$ ist, d. h. der fehlerhafte Betrag des gemessenen Gangunterschiedes ist

$$\boxed{d\Gamma = \frac{\lambda}{\pi} \operatorname{arc\,tg} \frac{A}{2C}} \quad 28)$$

Bis dahin gilt die Gleichung streng für jedes $d\sigma$, $d\varphi_1$, $d\varphi_2$. Wir können die Berechnung wesentlich vereinfachen und die Formel leichter diskutieren, wenn wir uns auf kleine Werte von $d\sigma$, $d\varphi_1$, $d\varphi_2$, also auf Fehler beschränken. Dann ist mit sehr großer Annäherung $C = 1$ und ebenso der cos der Winkel gleich 1. Setzen wir noch für den sin den Bogen, so erhalten wir schließlich

$$\boxed{d\Gamma = \frac{\lambda}{\pi} \operatorname{arc\,tg} \left\{ \sin \frac{2\pi\Gamma}{\lambda} (d\varphi_2 - d\varphi_1) \left[2\,d\varphi_1 + (d\varphi_2 - d\varphi_1) \cos \frac{2\pi\Gamma}{\lambda} \right] \right\}} \quad 29)$$

Aus dieser Gleichung folgern wir:

Die Justierungsfehler beeinflussen die Lage des Kompensationsstreifens nicht, wenn der zu messende Gangunterschied ein ganzes (gerades oder ungerades) Vielfaches einer halben Wellenlänge des benutzten Lichtes ist.

Für einen beliebigen Gangunterschied wird der richtige Wert gemessen, wenn die Fehler in der Orientierung der Kristallplatte und des Kompensators gleich groß und gleichsinnig sind. In den anderen Fällen ist der Kompensationsstreifen um einen Betrag nach höheren oder geringeren Werten der Doppelbrechung verschoben und zwar um so mehr, wenn die Fehler $d\varphi_1$ und $d\varphi_2$ entgegengesetztes Vorzeichen haben.

Der Fehler $d\sigma$ in der Null-Stellung des Analysators ist für die Lage des Kompensationsstreifens ohne Bedeutung und wirkt wesentlich dahin, daß sich eine allgemeine Helligkeit den Interferenzstreifen überlagert. Er beeinflußt jedoch die Auslöschungslage[1] der Kristallplatte, daher auch ihre richtige Einstellung in die Diagonallage und somit indirekt den gemessenen Gangunterschied.

[1] M. Berek, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXIII. p. 615. 1912.

Tabelle 4.

Einfluß der Justierungsfehler $d\varphi_1$ und $d\varphi_2$ auf die Messung des Gangunterschiedes Γ.

Γ	$d\varphi_1 = 3°$, $d\varphi_2 = -3°$ oder $d\varphi_1 = -3$, $d\varphi_2 = 3$		$d\varphi_1 = \pm 3°$; $d\varphi_2 = 0$		$d\varphi_1 = 0$; $d\varphi_2 = \pm 3°$	
	$d\Gamma$ in ‰	in $\mu\mu$ für D	$d\Gamma$ in ‰	in $\mu\mu$ f. D	$d\Gamma$ in ‰	in $\mu\mu$ f. D
$\frac{0}{36}\lambda$	0,00	0,0000	0,0	0,000	0.0	0,000
$\frac{1}{36}$	0,34	0,0056	5,6	0,092	5,5	0,091
$\frac{3}{36}$	2,9	0,14	6,0	0,29	4,56	0,224
$\frac{6}{36}$	9,0	0,88	6,8	0,67	2.28	0,224
$\frac{9}{36}$	14	2,06	7,0	1,0	0,0	0,000
$\frac{11}{36}$	14	2,59	6,3	1,13	0,93	0,167
$\frac{12}{36}$	14	2,67	5,7	1,11	1.14	0,224
$\frac{13}{36}$	12	2,59	4,9	1,0	1,20	0,255
$\frac{14}{36}$	10	2,3	4,0	0,92	1,11	0,255
$\frac{16}{36}$	5,2	1,4	2,0	0,52	0,64	0,167
$\frac{17}{36}$	2,5	0,7	0,97	0,27	0,32	0,091
$\frac{18}{36}$	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,000

Für $d\varphi_1 = 0$, $d\varphi_2 = 0$ und $d\varphi_1 = -d\varphi_2$ ist der Fehler $d\Gamma$ proportional dem Quadrat des Fehlers $d\varphi_2$ bezw. $d\varphi_1$ bezw. $d\varphi_2 - d\varphi_1$. Für diese drei Fälle sind die Fehler in Tab. 4 nach 29 berechnet. In bezug auf 0λ und $\frac{1}{2}\lambda$ ist die Tabelle in ihren absoluten Werten symmetrisch, nur kehrt sich dort das Vorzeichen der Fehler um. Nach dem Obigen erhält man aus dieser Tabelle die Fehler z. B. für $d\varphi_1 = 1°$, $d\varphi_2 = -1°$, wenn man die Werte der ersten Tabellengruppe durch 9 dividiert.

Die entsprechenden Fehlerkurven sind in Fig. 7 gezeichnet. Der Maßstab der Ordinaten ist entsprechend der Fehlergröße $d\varphi$ willkürlich gelassen. Aus Fig. 7 geht hervor, daß es vor allem wesentlich ist, die Diagonalstellung der Kristallplatte genau innezuhalten, da ein alleiniger Fehler in φ_2 (siehe die Kurve $d\varphi_1 = 0$) von unbedeutendem Einfluß ist. In diesem Falle ist die Fehlerkurve schon zu $\frac{\lambda}{4}$ symmetrisch und das Maximum des Fehlers tritt für $\frac{\lambda}{8}$ und ungerade ganze Vielfache davon auf. Mit zunehmendem Fehler in φ_1 verschiebt sich das Maximum des Fehlers in Γ von $\frac{\lambda}{8}$ nach $\frac{\lambda}{2}$ hin.

Dieser methodische Messungsfehler im Gangunterschiede kommt additiv zu dem aus der Einstellungsempfindlichkeit berechneten Fehler hinzu. Wir wollen festsetzen, daß dem berechneten mittleren Fehler noch dann eine reelle Gültigkeit zu-

kommt, wenn der durch die mangelhafte Justierung bedingte Fehler nicht größer als $\frac{1}{4}$ des berechneten Resultatsfehlers ist.

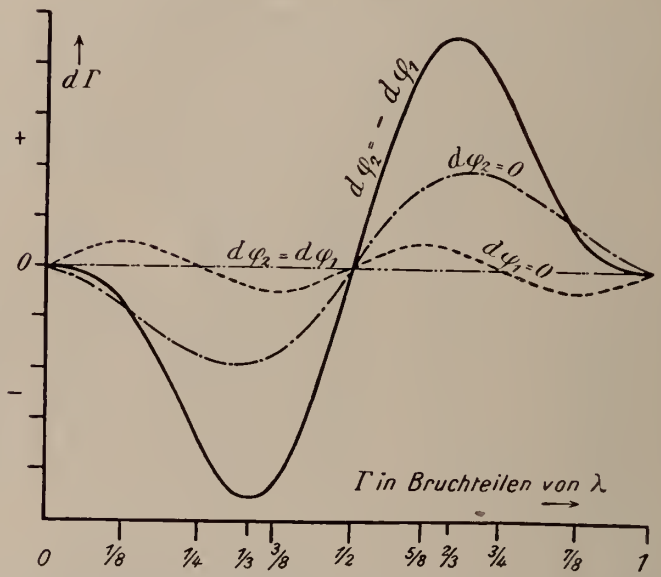


Fig. 7. Fehlerkurven für Gangunterschiede Γ (mit beliebigem Kompensator gemessen) bei fehlerhafter Stellung der Kristallplatte $d\varphi_1$ und des Kompensators $d\varphi_2$.

Abszissen: wirklicher Gangunterschied Γ.
Ordinaten: Betrag des Fehlers $d\Gamma$.
I: $d\varphi_2 = -d\varphi_1$
II: $d\varphi_2 = 0$ } das andere $d\varphi$ hat dieselbe
III: $d\varphi_1 = 0$ } Größe wie bei I (vgl. Tab. 4).
IV: $d\varphi_2 = d\varphi_1$.

Bei petrographischen Arbeiten wird man gelegentlich mit Maximalfehlern der Orientierung von $1\frac{1}{2}^0$ zu rechnen haben. In diesem Falle sind die Fehlerbeträge gleich dem vierten Teil der Tab. 4. Also im Maximum ist für $\frac{\lambda}{3}$ der Betrag $d\Gamma = 0{,}7\ \mu\mu$. Da der mittlere Fehler einer Messung bei dieser Größenordnung von Γ für den Kompensator nach Babinet 4,4 $\mu\mu$ für unseren Kalkspatkompensator 3,5 $\mu\mu$ beträgt, so hätte es keinen Wert durch mehr als 3 bezw. 2 Einstellungen eine reelle höhere Genauigkeit des Mittelwertes erreichen zu wollen.

Fragt man umgekehrt, wie genau Kristallplatte und Kompensator orientiert sein müssen, damit noch dem mittleren Fehler eines Mittelwertes aus 10 Einstellungen eine reelle Gültigkeit zukommt, so folgt nach Obigem, indem

man für die Rechnung die beiden zugeordneten Werte $d\varphi = 1\frac{1}{2}^0$ und $d\Gamma = 0{,}7\ \mu\mu$ benutzt:
für die Anordnung von H. Schulz:

$$m f_{10} = 0{,}44;\ \frac{0{,}7 \cdot 4}{0{,}44} = 2{,}5^2;\ \text{mithin}\ d\varphi_{1,2} = \frac{1\frac{1}{2}^0}{2{,}5} = 36'$$

für den Kompensator nach Babinet:

$$m f_{10} = 1{,}4;\ \frac{0{,}7 \cdot 4}{1{,}4} = 1{,}4^2;\ \text{mithin}\ d\varphi_{1,2} = \frac{1\frac{1}{2}^0}{1{,}4} = 1^0 4'$$

für den drehbaren Kalkspatkompensator:

$$m f_{10} = 1{,}1;\ \frac{0{,}7 \cdot 4}{1{,}1} = 1{,}6^2;\ \text{mithin}\ d\varphi_{1,2} = \frac{1\frac{1}{2}^0}{1{,}6} = 56'.$$

Eine so genaue Orientierung der Kristallplatte ist schon bei Anwendung geringer Sorgfalt möglich. Dagegen ist eine so genaue Orientierung des Kompensators in den meisten Fällen schon deshalb nicht möglich, weil gewöhnlich mechanisch über die Einstellung des Kompensators durch Anlage eines Schlitzes am unteren oder oberen Ende des Mikroskoptubus verfügt ist. Um sicher zu gehen, wird man daher auf die genaue Diagonalstellung der Kristallplatte möglichste Sorgfalt verwenden müssen, denn dann sind die übrigbleibenden Fehler in der Orientierung des Kompensators, wie Fig. 7 zeigt, von ganz untergeordneter Bedeutung.

Der neue drehbare Kalkspatkompensator hat nun vor dem Babinet'schen Kompensator infolge des bogenförmigen Verlaufs der Stellen gleichen Gangunterschiedes und der damit verbundenen Orientierung der Polarisationsrichtungen den großen Vorzug, daß die Kompensationsstreifen nicht mit symmetrischer Intensität durch den Schnittpunkt der Okularfäden hindurchgehen, sobald die Kristallplatte nicht genau in der Diagonalstellung steht (vergl. Fig. 5 und 6). Auf diese Weise ist man bis zu gewissem Grade schon gezwungen, während der Messung die genaue Orientierung der Kristallplatte inne zu halten, und erzielt das einfach dadurch, daß man die Kristallplatte so weit dreht, bis die Lichtintensität auf den Kompensationsstreifen symmetrisch zur Mitte des Gesichtsfeldes verteilt ist. Die restierenden Fehler in der Diagonalstellung des Schlitzes sind dann von verschwindendem Einfluß.

Zusammenfassung.

I. Der drehbare Kalkspatkompensator weist innerhalb des benutzten Drehungsbereiches eine Farbfolge mit ungefähr gleicher Annäherung an die Newton'sche Farbenskala auf wie die Quarzkeil-Kompensatoren. Durch beliebige Wahl der Dicke des Kompensatorblättchens kann der Meßbereich beliebig erweitert werden. Die Empfindlichkeit und Zuverlässigkeit des Kompensators steht der des Babinet'schen nicht nach und ist für geringe Gangunterschiede erheblich größer. Der Kompensator eignet sich auch zur Bestimmung des optischen Charakters im parallelen und konver-

genten polarisierten Licht sowie für stauroskopische Bestimmungen. Der Kompensator ist ohne weiteres an jedem Polarisationsmikroskop zu benutzen und nicht an die Anwendung eines Aufsatzanalysators oder besonderen Okulars gebunden. Seine Konstruktion und Handhabung sind einfach. Der Zusammenhang zwischen den Einstellungen und der Größe des Gangunterschiedes wurde durch eine aus den Brechungsgesetzen abgeleitete Näherungsformel dargestellt. Die Berechnung der Meßresultate wird durch die Anwendung einer logarithmischen Tafel bequem gemacht.

II. Bei jeder Art von Kompensatoren hängt der gemessene Betrag der Doppelbrechung von den Justierungen der Kristallplatte, des Kompensators und des Analysators ab. Die Justierungsfehler beeinflussen die Lage des Kompensationsstreifens nicht, wenn der zu messende Gangunterschied ein beliebiges ganzes Vielfaches einer halben Wellenlänge der benutzten Lichtart ist. Ein beliebiger Gangunterschied wird fehlerfrei gemessen, wenn die Fehler in der Orientierung der Kristallplatte und des Kompensators gleichgroß und gleichsinnig sind. Der gemessene Gangunterschied wird in dem Falle mit den größten Fehlern behaftet sein, wenn die Justierungsfehler in der Orientierung der Kristallplatte und des Kompensators entgegengesetztes Vorzeichen haben. Wesentlich ist vor allem die genaue Orientierung der Kristallplatte, da ein alleiniger Fehler in der Orientierung des Kompensators von unbedeutendem Einfluß ist. Der Fehler in der Null-Lage des Analysators ist nur indirekt von Bedeutung, indem er die Einstellung der Kristallplatte in die Diagonallage beeinflußt.

Bei Benutzung des drehbaren Kalkspatkompensators werden gerade die wesentlichen Fehler in der Orientierung der Kristallplatte bei der Messung auf ein Minimum herabgesetzt[1].

Wetzlar, Optische Werke von E. Leitz, im März 1913.

Vergleich des unteren Dogger im Schwäbischen Jura mit dem von Hannover.

Von **Guido Hoffmann** in München.

Mit 1 Textfigur.

Soeben ist im Schweizerbart'schen Verlage in Stuttgart meine Arbeit über „Stratigraphie und Ammonitenfauna des unteren Doggers in Sehnde bei Hannover" erschienen. Die Arbeit ist im engsten Sinne des Wortes eine Lokalmonographie.

Über keine Ammonitenfaunen sind so inhalts- und abbildungsreiche Monographien erschienen wie über diejenigen des unteren Doggers. Ich erinnere nur an Quenstedt, Buckman und Horn.

Leider waren aber alle diese Arbeiten aus Schwaben, Eng-

[1] Dem Teil I dieser Mitteilung folgt noch eine Berichtigung.

land und dem Donau-Rhein-Zuge nicht im eigentlichen Sinne stratigraphisch, d. h. geologisch, sondern paläontologisch.

Dieser letztere Weg ist, wo die Beobachtung eines Profils unmöglich, der einzig gangbare. Aber wir dürfen uns nie darüber täuschen, daß er uns nur mit dem Material als solchem vertraut macht und keine Unterlagen für feinere geologische Studien, descendenztheoretische Betrachtungen und paläogeographische Rekonstruktionen bietet. Untersuchungen wie die letzteren sollten unterbleiben, solange die Fauna eines Schichtenkomplexes oder Zeitabschnittes nicht streng stratigraphisch festgelegt und so in ihrer Nachfolge und Variationsbreite erkannt ist.

Die folgenden Zeilen machen den Versuch, meine Arbeit, welche bisher nur für Nordwestdeutschland Geltung haben konnte, über den Rahmen einer Lokalmonographie hinauszuführen.

Die Fazies oder besser die petrographische Beschaffenheit des Gesteins des unteren Doggers in Schwaben hatte Quenstedt zu seiner alphabetischen Einteilung veranlaßt. Praktisch erfordert jede Gegend eine solche Gliederung, aber die wissenschaftliche Erkenntnis trachtet darnach, bei ihren Einteilungen dem Zeitbegriff gerecht zu werden, der sich mit einiger Wahrscheinlichkeit bei vergleichendem Studium ergibt. Der untere Dogger Schwabens, besonders des Donau-Rhein-Zuges, ist demjenigen Nordwestdeutschlands sehr ähnlich. Bedenkt man aber, daß die *Posidonomyen*-Schiefer und die *Jurensis*-Mergel im Schwäbischen Jura genau so beschaffen sind wie in Nordwestdeutschland, so muß man für den unteren Dogger andere Faziesverhältnisse annehmen. Infolgedessen ist bei Quenstedt der Dogger β etwas zu kurz gekommen. Zieht man nun noch in Betracht, daß der β sandig ist und deshalb eine größere Mächtigkeit beanspruchen dürfte als der tonige α, so wird der Fehler noch größer. Ferner sollte man nie vergessen, daß die tonigen Schichten am Rande der Alb unter dem Drucke der auf ihnen lastenden Malmkalke wie ein Polster ausgewalzt, also von geringerer Mächtigkeit zu sein scheinen, als sie in Wirklichkeit in den tieferen Lagen des Gebirges sind.

In Nordwestdeutschland setzen die *Opalinus*-Tone mit einem Basalkonglomerat ein und zeigen in ihren Tutenmergeln, Nagelkalken und zertrümmerten Bänken deutliche Spuren starker Auswalzung. Ihre Mächtigkeit ist in Nordwestdeutschland nicht normal. In Süddeutschland dagegen (am Wasserfall von Zillhausen gut zu sehen) sind die Schichten von stattlicher Mächtigkeit, und zwar, wie es scheint, von annähernd derselben Mächtigkeit wie der β in Nordwestdeutschland, wo er tonig ausgebildet ist. Im Schwäbischen Jura wie bei Hannover—Hildesheim besteht der α aus blauschwarzen Tonen mit rhythmisch auftretenden Kalktonlinsen-Bänken. Der β aber ist am Scheffheu (Donau-Rhein-Zug) anders als bei Spaichingen (Katzensteigle bei Frittlingen und Wochenberg bei Schörzingen), wieder

anders im Aasrücken (Hohenstaufen—Rechberg—Staufeneck—Donzdorf) und noch anders zwischen Westhausen und Lauchheim bei Westerhofen. (Von den Eisensandsteinen bei Aalen ganz abgesehen.)

Während am Scheffheu erst der obere β sandig wird, ohne Sandstein zu bilden, sieht man bei Spaichingen diesen Faciswechsel früher eintreten; bei Eislingen treten im oberen β regelrechte Sandsteine (Personaten-Sandsteine) auf mit Rippelmarken, darüber Basalkonglomerate und Lümaschellen, dann Tone, Mergel und Kalke. Diese Reihenfolge wiederholt sich mehrere Male, wie

Die Sandkalke und Sandmergel des oberen Dogger β am Scheffheu.

jetzt sehr schön beim Aufstieg zum Rechberg am Wege vom Bahnhof zu beobachten ist. Zwischen Westhausen und Lauchheim, bei Westerhofen haben wir sogar eine mehrere Meter mächtige Bank äolischen Sandsteines, über der wieder das vorher erwähnte Schwanken eintritt. Die Folge dieses Fazieswechsels, der ein beständiges Schwanken des Meeresspiegels in diesen Gebieten zur Zeit des Dogger β verrät, kommt auch faunistisch zum Ausdruck. Die Ammoniten, welche wir in den sandigen Schichten suchen möchten, sind selten und fehlen im Sandstein bei Aalen und Westerhofen gänzlich.

Die Stratigraphie, welche ich in Sehnde feststellen konnte, stößt deshalb im Schwäbischen Jura stellenweise auf Schwierigkeiten, wenn auch, wie ich hier ausdrücklich erwähne, alle Arten und die meisten Variationsformen von Hannover im Schwäbischen Jura vorkommen. Die Sammlungen von Freiburg (Schalch'sche Sammlung), Tübingen, Stuttgart und Eislingen und die vieler

Privatsammler lieferten mir die Beweise dafür. Keiner der Sammler hat die irrige Ansicht Quenstedt's, daß *Ludwigia Murchisonae* (Sow. Typus) mit der breiten Externfläche zugleich mit der scharfkieligen *L. Staufensis* (Oppel) vorkäme, bestätigen können. Der eifrigste der schwäbischen Sammler, Pfarrer Engel, konnte hierüber keine Auskunft geben. Wie bei den alten Sammlungen Norddeutschlands, so war auch in Schwaben die Fossilisation ein guter Wegweiser und ein Beweis dafür, daß die Sehnder Arten auch in Schwaben getrennt vorkommen; so hat denn die stratigraphische Einteilung in Ammoniten-Subzonen auch für den Schwäbischen Jura Geltung. Die Annahme und Möglichkeit, daß die unvermittelt auftretende *L. Murchisonae* (Sow.) in Schwaben schon in der *Staufensis*-Subzone aufträte, ist mir von keiner Seite bestätigt worden. Der Irrtum der Einteilung in *Murchisonae*- und *Discus*-Zone ist darauf zurückzuführen, daß die Vorformen von *Ludwigia Staufensis* (Oppel), Quenstedt's *Discus*, für *Ludwigia Murchisonae* gehalten worden sind. *L. Murchisonae* Typus kommt sehr selten vor und wird in den Sammlungen als *Ammonites obtusus* (Buckman) geführt. Keiner der bekannten Sammler hat sie in Schwaben je aus ihrem Lager gehoben. Vereinzelte kleine Verwandte der marinen Vorfahren von *Ludwigia Murchisonae* (Sow.) sind auch nach Süddeutschland verschlagen worden. Selbige sind aber in der Regel klein und unbedeutend und wären erst von Interesse, wenn die weiteren Vorfahren von *L. Murchisonae* (Sow.) aus anderen (amerikanischen oder arktischen) Gebieten bekannt werden.

Die Subzonen, welche in Süddeutschland sandig ausgebildet sind, sind daselbst auch ammonitenarm. Daher kommt *L. concava* (Sow.-J. Buckman) und *L. discites* (Waag.) sehr selten, am Scheffheu aber, wie ich in Freiburg und Achdorf (Gastwirt zur Linde) feststellen konnte, häufiger als in Schwaben vor. Die Zwischenformen von *L. Murchisonae* (Sow.) zu *L. concava* (Sow.), *L. Bradfordensis* (Buckman), ist in Schwaben häufiger als *L. Murchisonae* (Sow. Typus). Besonders häufig aber sind am Scheffheu in den Mergeln und Tonen des unteren β die Vorformen von *L. Staufensis*: *L. Tolutaria* (Dum.) und *L. Sehndensis* (nov. sp.) und *L. Sinon* (Bayle) in allen Varietäten. Auch *L. costosa* (Qu. emend. Hoffmann) kommt im oberen α mit der großen Form von *L. opalina* (Rein) gemeinsam vor, eine merkwürdige Erscheinung, welche ich auch schon in Sehnde feststellte und welche auf das Wandern der Ammoniten (mit der Strömung?) als Regel mit geringen Ausnahmen hinweist.

L. Sehndensis und *L. Tolutaria* habe ich selbst wiederholt am Scheffheu als aufeinanderfolgend festgestellt. Wie mir Herr Bergrat Schalch persönlich versicherte und die Sammlungen Quenstedt's und Engel's, ebenso die von Fraas, bestätigten, kommt *L. discites* (Waag.) wie in Sehnde, so auch hier mit Sonninien gemeinsam vor.

Die Einteilung des β nach Inoceramen läßt sich im Schwäbischen Jura gut verfolgen. *Inoceramus fuscus* (Qu.), die schwachrippige Form, beherrscht den unteren und *I. polyplocus* (Roemer), die starkrippige Form, den oberen β, zu dem wir auch einen Teil der *Sowerbyi*-Schichten zählen müssen.

Paläontologisch betrachtet scheinen die süddeutschen Formen etwas anders gerippt und schwankender in der Sutur zu sein als die norddeutschen. „Scheinen" sage ich, weil diese Unterschiede auf den Erhaltungszustand zurückzuführen sind.

Während bei Hannover, wie meine Abbildungen zeigen, die Perlmutterschicht z. T. noch erhalten ist, fehlt sie in Süddeutschland vollständig und man hat es nur mit Steinkernen zu tun. Infolgedessen sind die Rippen unklarer und die Suturen steifer im Ausdruck und deshalb weniger gut als Charakteristika zu erkennen. Das norddeutsche Material war berufener, in diese Frage Klärung zu bringen. Einige Exemplare haben mir bewiesen, daß in Schwaben die Grenzen der Variationsbreite der einzelnen Arten bezüglich der Dicke der Objekte noch weiter zu ziehen sind, als ich es getan habe.

Die Aufstellung der Reihen aber bleibt bestehen. *Ludwigia Staufensis* (Oppel) entwickelt sich aus *L. costosa* durch Zunahme der Hochmündigkeit und der Scharfkieligkeit und durch Engerwerden des Nabels; ebenso *L. discites* (Waag.) aus *L. Murchisonae* (Sow.). Hier wie dort zeigt sich *L. Murchisonae* (Sow) unvermittelt auftretend, als anderorts entstandener Nachkomme von *L. costosa*.

Auf Grund dieser Feststellungen glaube ich verpflichtet zu sein, für streng stratigraphische Lokalmonographien, wie kostspielig ihr Studium und ihre Herausgabe auch ist, eine Lanze brechen zu müssen.

Die Aufrollung descendenztheoretischer Probleme aus Artnamen ohne gründliche Prüfung der Literatur und der in Frage stehenden Objekte ist ein unnötiges und unwissenschaftliches Belasten unserer Literatur. Nicht nur Haug, sondern auch deutsche Autoren müssen sich diesen Vorwurf gefallen lassen. Wie ich in meiner Monographie ausgeführt habe, ist *L. Staufensis* (Oppel) eine dekadente Form und dasselbe glaube ich auch auf Grund der Beobachtung wiederkehrender, bestimmt gerichteter Entwicklung von *L. discites* (Waag.) und *Ammonites affinis* (von Seebach), der nur an einer Stelle in Norddeutschland gefunden wurde und auch am Donau-Rhein-Zuge vorkommt.

Ein Inselarchipel im europäischen Mittelmeer mußte der Platz zum Entstehen und Verfall neuer Arten aus eingewanderten (pelagischen, marinen) Formen sein. Hierüber müssen uns pacifische Funde noch Aufklärung geben können.

Elephas primigenius Fraasi Dietrich und die schwäbische Hochterrasse.

Von **W. Freudenberg.**

W. O. Dietrich[1] führt zunächst die Bedeutung des Fundes für die „Mammutforschung" aus. Dann werden wichtigere Mammutfunde in Schwaben aufgezählt. Das Jahr 1700 bedeutet einen Merkstein durch die Ausgrabung (April—Oktober 1700) des Herzogs Eberhard Ludwig. Vier Jahre früher war bei Burgtonna in Thüringen gleichfalls unter fürstlicher Leitung die Ausgrabung eines ? *Elephas antiquus*-Skelettes, 1816 Hebung der Mammutstoßzahngruppe auf dem Seelberg erfolgt.

Wichtig ist die Hervorhebung des Größenunterschiedes der „Schotter-Mammute", die 1823 auf dem Rosenstein von König Wilhelm und auf der Winterhalde 1860 von O. Fraas ausgegraben wurden, gegenüber den kleineren Lößmammuten, die jedoch nur während der Niederterrassenzeit wirklich kleine Kümmerformen waren. Zwischen diesen beiden Rassen bestehen auch sonstige Unterschiede, wie sie zwischen Ahnform und Nachkommen zu erwarten sind.

„Die Statistik und Inventur der fossilen Elefanten in Schwaben" ist als ein Versuch anzusehen. Die Mammutdichte auf 1 km² des Landes glaubt Dietrich auf 10—12 Individuen berechnen zu können. Gesetzt, die Eiszeit habe 400 000 Jahre gedauert, so ergeben sich, nach dem Vermehrungsmodus der afrikanischen Elefanten, 20—24 Millionen Tiere während der Diluvialzeit im Neckar- und Jagstkreis von Württemberg, d. h. der 2000fache Teil des 4 km² großen Gebietes, auf dem man mammutfündig werden kann. „Die Auffindung und Bergung des Skelettes" ist ein großes persönliches Verdienst des Verf.'s und auch in hohem Maße des Herrn Prof. Dr. E. Fraas in Stuttgart, der dem neuen Riesenmammut Pate gestanden ist.

Die Einbettung erfolgte in der Weise, daß ein Mammutkadaver auf einer Kiesbank im Murrflusse gestrandet ist, vielleicht zur Winterszeit, da die Sehnen lange genug die Knochen zusammenhielten, bis der neu herbeigeschaffte Schotter den Kadaver zudeckte. „Weiter ist die Tatsache wichtig, daß das Skelett teilweise von einem harten Konglomerat wie von einem Deckel satt bedeckt war. Solche durch $CaCO_3$ verkittete Lagen sind sonst den Steinheimer Schottern fremd; wo sie auftreten, sind Knochen im Spiel. Das Auftreten der zusammengebackenen Lagen erklärt sich daraus, daß bei der Zersetzung der Fett- und Eiweißsubstanz des Kadavers durch die aufsteigenden Gase $CaCO_3$ gefällt wurde,

[1] Jahreshefte des Ver. für vaterl. Naturkunde in Württemberg. 1912. 68. p. 43—206. Vergl. auch Dietrich's Arbeiten über die Hirsche von Steinheim, ebenda 1909. No. 67, und 1910 No. 66.

der den Kies und Sand zementierte. Die Stoßzahnspitzen steckten in harten Schotterkappen, hier hatten die Stoßzähne als Leitungsbahnen nach unten gedient."

Der „Erhaltungszustand" ist folgender: Alle Knochen sind gelbgefärbt, leicht und porös und ohne die geringsten Formänderungen erhalten, namentlich die Stoßzähne zeigen weder im Querschnitt noch in ihrer spiraligen Biegung irgendwelche Verdrückung, was von den im Lehm liegenden selten zutrifft. (Hier sagt Verf. etwas ganz allgemein Gültiges. Lehmschichten drücken wie flache Bretter auf eingeschlossene Fremdkörper, grobe Schotter aber bilden komplizierte Stützsysteme nach statischen Prinzipien. Ref.)

Die Lagerstätte, an deren Basis das Mammutskelett gefunden wurde, besteht von unten nach oben aus folgenden Schichten: 1. 5—8 m gelbe diagonalschichtige Schotter und Sande, 2. graue Schotter, 3. graue Schlickschicht, verschieden mächtig, 4. roter Sand 1,5—2 m, 5. Lößlehm 4—5 m.

Sehr wichtig ist das Problem des Alters der „*Fraasi*"-Rasse des Mammuts. Die Rasse ist nicht ganz neu; sie wurde von Jourdan als *Elephas intermedius* und von Pohlig als *E. primigenius Trogontheri* bezeichnet, um seiner Anschauung Ausdruck zu geben, daß hier eine Übergangsform vorliegt zwischen *E. meridionalis Trogontheri* und *E. primigenius* typus. Über die geologische Stellung dieser Rasse hat Ref. sich geäußert in: Das Diluvialprofil von Jockgrim in der Pfalz [1] und in ausführlicherer Weise in „Beiträge zur Gliederung des Quartärs von Weinheim a. d. Bergstraße, Mauer bei Heidelberg, Jockgrim in der Pfalz etc." [2]. Es tritt über den Kiesen und Sanden der *Etruscus*-Stufe regelmäßig in Süddeutschland ein *E. primigenius* auf, mit den altertümlichen Merkmalen der „*Fraasi*"-Rasse, in einer Zeit, die ich in die Rückzugsperiode der alpinen Mindelvergletscherung verlege. Auf diese durch Lößfall und ein kontinentales Klima gekennzeichnete Periode — sie entspricht ganz der postglazialen Magdalenien-Epoche am Schlusse des Würm-Glazials — folgt die Hauptbildungszeit des älteren Löß. Er enthält bei Achenheim in einer Lehmzone die Waldfauna des *Rhinoceros Merckii* und des *Elephas antiquus*. Darüber kommt wieder ein glazialer Horizont mit *E. primigenius* in allen vollständigen Diluvialprofilen Süddeutschlands. Er entspricht dem ersten Vorrücken der Rißvergletscherung, die ich als Riß I bezeichne, und von Riß II, dem wirklichen Maximalstand des diluvialen Rheingletschers durch eine warme interstadiale Epoche getrennt ist (Tuffe von Flurlingen mit *Rhinoceros Merckii* und Kohlenschichten von Dürnten mit dieser Art und *Elephas antiquus*).

[1] Ber. d. oberrhein. geol. Vereins. 1909. Heidelberg. 42. Vers. p. 65—68.

[2] Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der Großh. Geol. Landesanstalt zu Darmstadt. 4. Folge. Heft 32. 1911.

Dies ist die Zeit der Ablagerung des unteren Travertins von Taubach—Ehringsdorf (vergl. E. Wüst's Arbeiten) und entspricht dem Interstadial von Rabutz in Sachsen (*Rhinoceros Merckii* im Ton zwischen zwei Moränen der Haupteiszeit). Während die skandinavische Eiszeit und auch die Rhonegletschervereisung in Riß I gipfeln, was auch für die Gletscher des südlichen Schwarzwaldes gilt, so ist doch der nach Norden fließende Riß I-Gletscher des Rheins usf. nur etwa bis zum Rande der Würmendmoränen vorgedrungen (Schmiedle)[1]. Dies geschah deshalb, weil die Niederschlagsverhältnisse und die Föhnwirkung ganz andere sind auf nördlich fließende, als auf südwärts und westwärts strömende Eismassen. Die Moränen von Riß II, die Altmoränen der schwäbischen Geologen, entsprechen der maximalen Eiszeit im allgemeinen nicht, denn nur nordwärts stoßen sie am weitesten vor.

Die Gliederung der Steinheimer Schottermassen wurde an zwei verschiedenen Orten von W. Soergel[2] versucht: in einen älteren Teil mit der Fauna des ersten Interglazials, welcher eine höhere Terrasse bilden soll, und in einen jüngeren Schotter, welcher gegen die Murraue die Terrasse bildet. W. Dietrich fügt p. 61 der hier besprochenen Arbeit hinzu: „Nur die Schotter am Westrande des Zuges (bei Murr) könnten jünger sein. In ihnen fand sich neben der älteren auch eine jüngere Fauna (*Rhinoceros tichorhinus, Cervus tarandus, Ursus spelaeus*), ohne daß sich aber bisher wirklich der Fall einer Anlagerung an einen älteren Schotter hätte nachweisen lassen." Nach der Beobachtung des Ref., welcher April 1910 die Fundstellen besucht hat, kommt in der Schottergrube bei Murr nur die jüngere Fauna vor. Aus den höheren Partien der grauen Schotter erhielt er einen Molaren von *Elephas primigenius* und aus einer etwa 3 m tieferen Lage eine doppelte Zahnreihe des im Kalktuffe von Cannstatt häufigen *Rhinoceros hemitoechus*[3]. Diese Schotter von Murr parallelisiere ich mit den hangenden grauen Schottern von Steinheim. Über das verwickelte schwäbische Schotterproblem gibt ein Brief von Dr. Dietrich an den Ref. Aufschluß, den er hier wörtlich folgen läßt:

„Lauffen a. N. kenne ich jetzt genauer: Die Schotter liegen rund 20 m über dem Neckar, sie haben bis jetzt ausschließlich geliefert: 1. *Elephas antiquus*, 2. *Rhinoceros Merckii* (nach des

[1] Sechs Glazialschotter bei Thiengen am Oberrhein. Mitt. d. bad. Landesvereins f. Naturkunde. 1911. p. 65—69.

[2] Die Pferde aus der Schotterterrasse von Steinheim a. d. Murr. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1911. Beil.-Bd. XXXII. p. 740, und *Elephas Trogontheri* Pohlig und *E. antiquus* Falc. etc. Palaeontographica 1912. **60**. p. 47—51.

[3] Der 25 m mächtige Kalktuff von Münster bei Cannstatt lieferte dem kgl. Naturalienkabinett ein Cranium dieses Nashorns aus einem Niveau, das, wie ich annehmen möchte, tiefer liegt als der Mammutlehm in andern Aufschlüssen, etwa des Profils 11 bei Bräuhäuser: Beiträge zur Stratigraphie des Cannstatter Diluviums. Mitt. a. d. Geol. Abt. d. kgl. württ. Stat. Landesamts. No. 6. Stuttgart 1909.

Ref. Bestimmung liegt *Rh. Merckii* var. *brachycephala* Schröder, die Form von Daxland und Mosbach vor), 3. *Bison priscus*, 4. *Cervus* (*euryceros*) *Germaniae* Pohlig, 5. *C.* (*euryceros*) ? *Belgrandi* (der neben *C. verticornis* Dawkins, *C. elaphus* und *C. capreolus*, in einer vom Menschen deutlich bearbeiteten Stange, auch in Jockgrim vorkommt, aus Taubach von Pohlig abgebildet wird), 6. *C. elaphus*, 7. *Equus* sp. (*E. germanicus* Nehring), 8. *Vallonia* sp. 9. *Lymnaeus ovatus*, 10. *Bythinia tentaculata*, 11. *Ancylus fluviatilis*, 12. *Pisidium* sp., 13. *Unio batavus*. Vielleicht ist Lauffen etwas älter als Steinheim, aber als Hochterrasse muß man doch beides bezeichnen. Nun hat mich Herr Soergel in Freiburg darauf aufmerksam gemacht, daß die Ablagerungen nach ihrem paläontologischen Inhalt eher mit einem Deckenschotter zu parallelisieren seien, daß in der „Hochterrasse" *Elephas trogontherii*[1] und ein derartiger *E. antiquus*, wie sie Steinheim geliefert habe, nicht mehr vorkommen, daß es also für Steinheim nicht richtig sei, den ganzen Schotterkomplex als Hochterrassenschotter zu bezeichnen. Aus dem Fehlen von Übergangsformen von *E. trogontherii* und *E. primigenius* in Steinheim glaubt er ferner schließen zu müssen, daß zwischen den oberen und unteren Schotterpartien ein scharfer Schnitt existiere. Dazu möchte ich Ihnen auch meine neuesten Beobachtungen in Steinheim mitteilen: Wir haben dort nämlich neuerdings das ziemlich vollständige Skelett eines Mammuts ausgegraben (3 Extremitäten, Becken und Sacrum, Schulterblatt, 13 Wirbel usf., Schädel mit den Stoßzähnen in situ). Folgende Teile fehlen also: 1. der untere Kiefer, 2. der Zungenbeinapparat, 3. die Halswirbelsäule, 4. die sechs vordersten Rumpfwirbel, 5. das linke Schulterblatt, 6. die linke Vorderextremität, 7. die beiden Kniescheiben, 8. die Lendenwirbel, 9. die Schwanzwirbel. Zur Ergänzung wurde genommen der Unterkiefer eines *E. trogontherii* Pohlig (was Ref. bestreitet wegen der großen Ähnlichkeit alter und stark abgekauter *Primigenius*-Unterkiefermolaren mit *E. trogontherii*; Atlas und erster Lendenwirbel gehören einem anderen Steinheimer Exemplar an, linker Humerus gleichfalls nicht zum Skelett gehörig; der Rest durch Gips ergänzt). Es lag 5 m unter der Unterkante des Lehms, und nicht weit davon, aber 3 m höher, lag ein geradezu wunderbar schöner Unterkiefer von *E. antiquus*! Die *Trogontheri*-Molaren liegen ebenfalls in diesem 5 m-Niveau, in tieferen Gruben allerdings auch tiefer. Ich bin jetzt überzeugt, daß alles durcheinander gemischt liegt, d. h. daß *E. pri-*

[1] Steht dem *E. primigenius Trogontheri* Pohlig näher als dem *E. meridionalis Trogontheri*, welcher in typischer Form im Tonlager von Jockgrim auftritt. Das Vorkommen von *primigenius Trogontheri* — Unterkiefer im Senckenberg'schen Museum zu Frankfurt — in den Sanden von Mosbach spricht für das einstige Vorhandensein von tiefsten Steinheimer Schichten über den *Etruscus*-Sanden von Mosbach. Das *Mercki* gehört zu *E. primigenius Fraasi* in das Hangende der *Etruscus*-Stufe.

migenius auch unten vorkommt: eine Grenze zwischen oben und unten gibt es nicht: die oberen Partien sind auch sicher nicht aufgearbeitet (so daß etwa eine Erosionsgrenze verwischt wäre). Die Geröllführung ist im basalen Teil dieselbe wie im Hangenden; die oberen Schichten (unter dem Lehm) haben höchstens mehr Keupermergelmaterial und feinere, ruhigere Sedimentation.

Wovon soll nun gesprochen werden? Von *Primigenius* führenden *Antiquus*-Schottern oder umgekehrt? Ich bin Ihnen sehr dankbar, wenn Sie der Bitte, die ich oben äußerte, entsprechen und die Parallelisierung und Stellung dieser Schotter im System uns auseinandersetzen."

Die hauptsächlich knochenführende Schicht ist der 5—8 m mächtige Schotterkomplex. Über die Funde der Sammet'schen Grube orientiert gut der Spezialbericht von Herrn Dr. Dietrich, den ich seiner Bitte gemäß oben einfügte. In höheren Schichten, z. B. in einer verlehmten Schotterschicht, wohl dem älteren Gehängelehm entstammend, wurde früher schon bei Steinheim ein Molar von *E. antiquus* gefunden. In dem darunter auftretenden roten Sand (4) fand sich „vielleicht *E. primigenius* typus". Über die Fauna der oberen grauen Schotter wurden oben Bemerkungen eingeflochten, sie scheinen die *Primigenius-Tichorhinus*-Fauna von Murr zu enthalten und dem (älteren) Hochterrassenschotter des Alpenvorlandes (Riß I) äquivalent zu sein[1]. Wichtig ist ferner der am 4. November 1910 von Dr. Dietrich notierte (hier p. 62) Fund No. 13. „Am 4. November 1910 endlich fand sich ganz im Hangenden der Schotter ein Unterkiefer von *E.* (*meridionalis*) *trogontherii* Pohlig." Es ist das offenbar der gleiche Unterkiefer, der dem Schädel des montierten Skelettes von *E. primigenius Fraasi* angefügt wurde. Schon oben drückte ich meinen Zweifel aus an der Richtigkeit der Bestimmung. Soweit ich mich in Stuttgart am Original über den Unterkiefer orientieren konnte, schienen mir die etwas weitlamelligen Unterkieferzähne gut zum naturgemäß mit viel engeren Lamellen versehenen Oberkieferzahn zu passen. Gleichwohl ist nicht ausgeschlossen, daß *E. trogontherii* noch zu Beginn der (älteren) Hochterrassenzeit bei uns gelebt hat. Fand

[1] Dies ist der gleiche Horizont wie der Mammutlehm der Profile von E. Fraas (Zeitschrift d. Deutsch. Geol. Ges. 1895), „denn er spricht die Gehängeschuttbildungen mit *Elephas primigenius* als mittleres, vielleicht in die Haupteiszeit selbst fallendes Diluvium an auf Grund aller paläontologischen Befunde" (Bräuhäuser 1909). Neuerdings erwarb das Naturalienkabinett in Stuttgart aus Fundamentbauten der Brauerei Wulle eine Gaumenplatte des riesigen *Rh. tichorhinus*, wie es im „Mammutlehm" vorzukommen pflegt. Die Mammute jenes Horizonts sind aber alle dem *E. primigenius*-Typus näherstehend, als dies bei *E. primigenius Fraasi* der Fall ist. Diese Rasse ist in der Hochterrasse tief unter dem Mammutlehm zu erwarten. Ein *antiquus*-Horizont scheint sogar noch dazwischen zu liegen, der sich in Weinheim und Achenheim im älteren Löß wiederfindet und auch in Steinheim angedeutet ist.

sich doch bei Tilloux in Frankreich (nach M. Boule) diese oder eine nach *Antiquus* hinüberspielende Varietät des *E. trogontherii* zusammen mit *E. primigenius* und typischen *E. antiquus* (dieser, wenn ich mich recht entsinne, in etwas höherem Niveau); Boule fand ihn mit Werkzeugen des Chelléen, des Acheuléen und des Moustérien, die wie ich aus eigener Anschauung der Kiesgruben von Le Pecq und Le Vésinet wohl weiß, nie zusammen in dem gleichen Niveau gefunden werden, falls es sich nicht um Aufbereitung älteren Schotters handelt. Die Acheulkeile von Tilloux hafteten an einem Stoßzahn des *E. antiquus*. Es sind nun tatsächlich auch von *E. Trogontheri* Molaren, die sicher von Dietrich, Soergel und mir richtig bestimmt wurden, im Schotter von Steinheim gefunden worden; dicht neben der Sammet'schen Grube, welche das Elefantenskelett geliefert hat, fanden sich mehrere Molaren von *E. trogontherii* Pohlig. Gegen die gelegentliche Einwanderung des *E. trogontherii* aus südöstlichen Steppengebieten ist durchaus nichts einzuwenden. Doch hebe ich hervor, daß solche Einwanderung nicht während atlantischer Regenperioden, die zur Inlandvereisung bei genügend hohen Gebirgen führen, stattgefunden haben kann, sondern während der Lößzeiten erfolgt sein muß und im jüngeren Quartär wohl stets mit *E. primigenius* vergesellschaftet war.

Ad notam.

Von **Friedrich von Huene** in Tübingen.

In der Juli-Nummer 1913 des Geological Magazine p. 331 ist ein kurzer Bericht über eine Arbeit und einen Vortrag von Dr. R. Broom „On the South African Pseudosuchian Reptile Euparkeria and allied Genera" vom Mai dieses Jahres in der Zoological Society of London. Es ist darin mit wenigen Worten gesagt, daß der Verf. die Pseudosuchier als die Vorfahren nicht nur der Dinosaurier, sondern auch der Pterosaurier und der Vögel ansieht. Die Veröffentlichung in extenso wird wahrscheinlich im September folgen. Da ich selbst im vergangenen Frühling eine Arbeit „Beiträge zur Geschichte der Archosaurier" fertiggestellt (das zuletzt geschriebene Vorwort vom 14. April 1913 datiert) habe, in welcher u. a. ähnliche Ansichten ausgesprochen sind, möchte ich heute, am 4. Juli 1913, noch bevor die Broom'sche Arbeit veröffentlicht ist, bemerken, daß Dr. Broom und ich gegenseitig den Inhalt der Arbeit des Anderen nicht gekannt haben und völlig unabhängig voneinander zu — wie es scheint — so merkwürdig ähnlichen Resultaten gekommen sind. Meine Beiträge zur Geschichte der Archosaurier werden in den Geologischen und Paläontologischen Abhandlungen wohl erst später als Dr. Broom's Arbeit veröffentlicht werden, da der Druck nicht unmittelbar nach Fertigstellung des Manuskripts vorgenommen werden konnte.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Petrochemische Untersuchungen. I. Teil.

Von **A. Osann** in Freiburg i. Br.

Mit 4 Textfiguren.

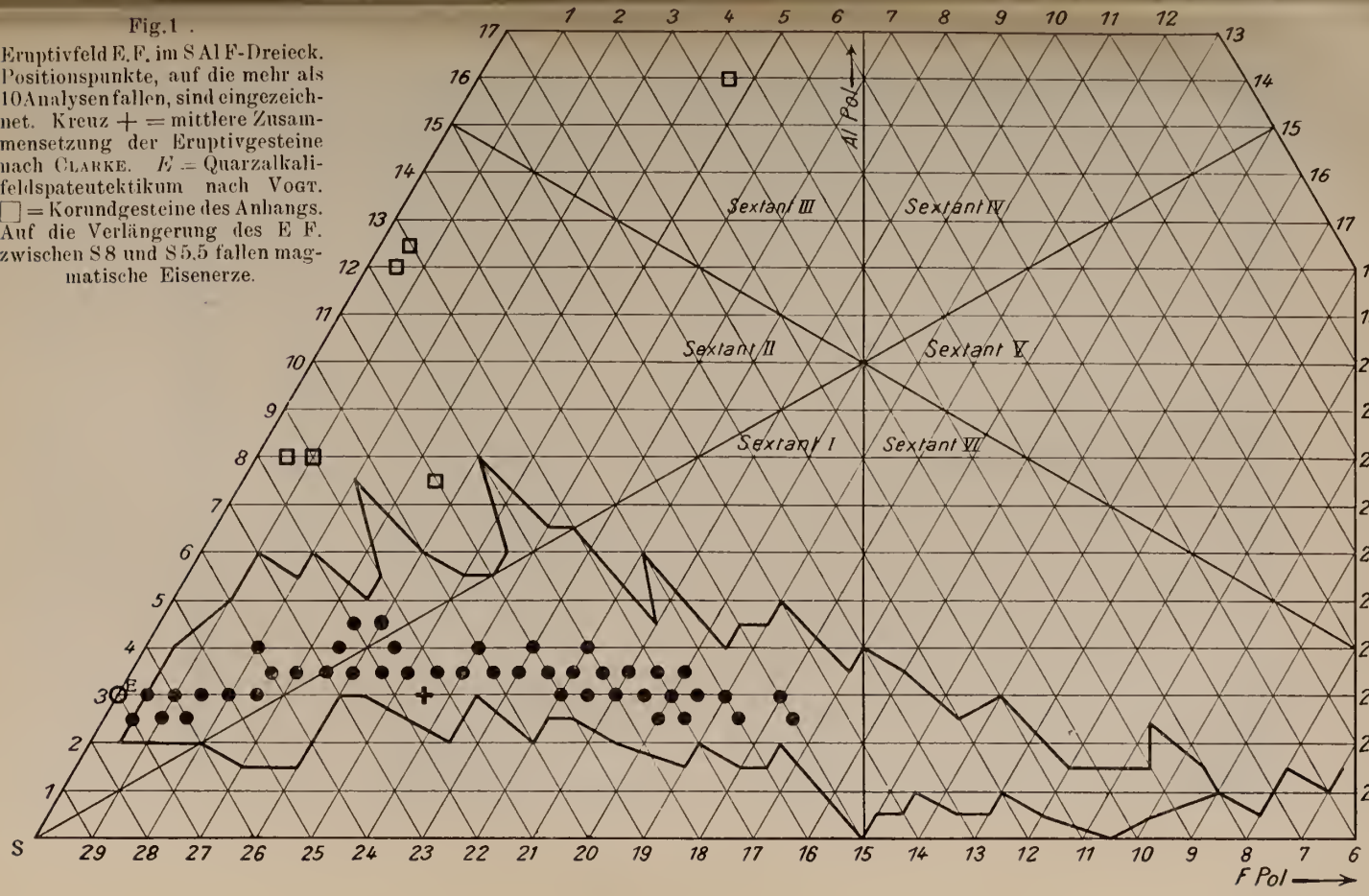
In der unten genannten Arbeit[1] suche ich einen Beitrag zur Lösung folgender Fragen der chemischen Petrographie zu liefern: 1. Welches sind die Gesetzmäßigkeiten, welche die chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteine beherrschen und zugleich die unterscheidenden Merkmale zwischen der Alkalireihe (atlantische Sippe) und Alkalikalkreihe (pazifische Sippe)? 2. Welches sind die wichtigsten chemischen Unterschiede zwischen Sediment- und Eruptivgesteinen und wie lassen sich dieselben für die Frage nach der Genese von kristallinen Schiefern verwerten? Der vorliegende erste Teil beschäftigt sich nur mit Eruptivgesteinen, also der ersten Frage, doch wird des öfteren auf die abweichenden Verhältnisse bei Sedimentgesteinen und kristallinen Schiefern der Parareihe durch Beispiele hingewiesen.

Eine einwandsfreie Lösung der ersten Frage ist wohl nur auf experimentellem Wege möglich. VAN'T HOFF und seine Mitarbeiter haben durch ihre Untersuchungen über die Bildung des Steinsalzes und seiner Begleiter die einzuschlagende Bahn gezeigt. Durch die Berechnungen von CLARKE, WASHINGTON u. a. besitzen wir auch eine jedenfalls sehr angenähert richtige Vorstellung von der mittleren Zusammensetzung der uns bekannten Eruptivgesteine und damit eines Stammagmas, aus dem die letzteren ableitbar sein sollten; doch ist das vorliegende Problem so kompliziert und seiner allgemeinen Behandlung stehen zurzeit noch so schwer überwindliche Hindernisse entgegen, daß an seine Lösung in den nächsten Dezennien nicht gedacht werden kann. Es sei nur daran erinnert, wie wenig wir von der Natur und den Mengenverhältnissen der sog. Mineralisatoren in eruptiven Magmen wissen; die Rolle, die sie bei Spaltungs- und Differentiationsvorgängen spielen, ist uns vollständig unbekannt und wird auch sehr verschieden eingeschätzt.

[1] Abhandlungen der Heidelberger Akademie der Wissenschaften (Stiftung Heinrich Lanz). Math.-naturw. Klasse. 2. Abhandl. Heidelberg 1913. 163 p. 8 Taf.

Fig. 1 .

Eruptivfeld E. F. im S Al F-Dreieck. Positionspunkte, auf die mehr als 10 Analysen fallen, sind eingezeichnet. Kreuz + = mittlere Zusammensetzung der Eruptivgesteine nach CLARKE. *E* = Quarzalkalifeldspateutektikum nach VOGT. □ = Korundgesteine des Anhangs. Auf die Verlängerung des E F. zwischen S 8 und S 5.5 fallen magmatische Eisenerze.



So ist es zurzeit nur möglich, an der Hand eines großen Analysenmaterials auf statistischem Wege der ersten Frage näherzutreten. Dieser Weg ist hier eingeschlagen.

Als Ausgangsmaterial dienen 1250 Analysen, und zwar 441 von Tiefen-, 640 von Erguß- und 169 von Ganggesteinen. Für die Auswahl dieser Analysen war maßgebend einmal ihre Zuverlässigkeit und dann Vollständigkeit in bezug auf das Material; es sollten möglichst alle bekannten, chemisch verschiedenen Eruptivtypen vertreten sein. In einem Anhang sind der Vollständigkeit halber noch 8 korundführende Gesteine und 11 magmatische Erzausscheidungen, sowie die mittlere Zusammensetzung der Eruptivgesteine nach Clarke angeführt. Von diesen Analysen sind vier Molekularverhältnisse berechnet und zwar:

$$Si\,O_2 : Al_2O_3 : (Fe,\ Mg,\ Ca)\,O = S\,Al\,F\text{-Verh.}$$
$$Al_2O_3 : Ca\,O : (Na,\ K)_2O = Al\,C\,Alk\text{-Verh.}$$
$$Mg\,O : Ca\,O = M\,C\text{-Verh.}$$
$$Na_2O : K_2O = N\,K\text{-Verh.}$$

Die beiden ersten sind auf die Summe 30 berechnet und in Dreiecksprojektion dargestellt, die beiden letzten auf die Summe 10 reduziert.

Im S Al F-Dreieck erfüllen die Projektionspunkte ein geschlossenes Feld (E. F.) mit vielfach gezackten Umrissen, das nicht ganz den siebten Teil des ganzen Dreiecks einnimmt, und sich durch 3 Sextanten erstreckt (Fig. 1).

Das Feld beginnt in der Nähe des S-Poles und eines Punktes (*E* der Figur), auf den das von Vogt berechnete Quarz-Alkalifeldspateutektikum zu liegen kommt, und verläuft der S F-Dreiecksseite parallel bis zur S 8-Linie. Die Besetzung der Positionspunkte in diesem Feld ist eine sehr verschiedene, auf der Umgrenzungslinie ist sie, wie zu erwarten, eine sehr schwache und nimmt nach innen zu. Um ein Bild von der Dichte der Besetzung zu geben, sind die Punkte eingezeichnet, auf die mehr als 10 der berechneten Analysen fallen. Zwei dieser Punkte fallen auf die Grenzlinie in die Nähe von *E*, die übrigen ziehen der Al 3-Linie folgend bis zur S 15-Linie; ungefähr in die Mitte dieses Streifens fällt die Projektion des Clarke'schen Mittels. Rechts der Höhenlinie liegen fast ausnahmslos Gesteine, deren Kieselsäuregehalt $< 45\,\%$ ist; hier ist die Besetzung eine sehr schwache. Ganz frei von Analysen sind nur wenige Positionspunkte in den Vorsprüngen des E. F. Die von den verschiedenen Gesteinsfamilien eingenommenen Partialfelder überdecken sich randlich. Ein Bild von ihrer Verteilung erhält man durch Berechnung von Mittelwerten, die folgende Tabelle für Tiefengesteine und einige chemisch besonders ausgezeichnete Erguß- und Ganggesteine gibt:

	Anzahl der Analysen	S A l F	A l C Alk
Pantellerit	7	25 . 1,5 . 3.5	10 . 2,5 . 17,5
Granit	82	24,5 . 3 . 2,5	14,5 . 4 . 11,5
Syenit	76	22 . 3,5 . 4,5	13,5 . 5,5 . 11
Quarzdiorit	46	22 . 3,5 . 4,5	14 . 8 . 8
Nephelinsyenit	32	22 . 5 . 3	13,5 . 3 . 13,5
Orendit-Wyomingit	4	21 . 2.5 . 6.5	9,5 . 7,5 . 13
Urtit	3	20,5 . 7 . 2,5	13,5 . 1,5 . 15
Verit-Fortunit	2	20 . 2 . 8	12,5 . 6 . 11,5
Diorit	27	19,5 . 3,5 . 7	13,5 . 10 . 6,5
Anorthosit	14	19 . 5,5 . 5,5	14,5 . 10,5 . 5
Essexit-Shonkinit	46	18 . 3,5 . 8,5	12 . 10,5 . 7,5
Ijolith	7	18 . 4.5 . 7,5	10,5 . 9 . 10,5
Leucitit	9	17,5 . 3,5 . 9	10,5 . 11 . 8,5
Jumillit	2	17 . 1,5 . 11,5	8,5 . 11.5 . 10
Gabbro I (saure Reihe)	32	17 . 3,5 . 9,5	12,5 . 13 . 4,5
Theralith	9	16,5 . 3 . 10,5	9 . 13,5 . 7,5
Leucitbasalt	9	16 . 2,5 . 11,5	10,5 . 13,5 . 6
Pyroxenit-Hornblendit	12	14,5 . 0,5 . 15	5 . 24 . 1
Gabbro II (basische Reihe)	16	14,5 . 3.5 . 12	11,5 . 16,5 . 2
Ariègit z. T. Issit und Al_2O_3-reicher Hornblendit	7	14 . 3 . 13	12,5 . 15 . 2,5
Nephelinbasalt	22	13,5 . 3 . 13,5	9,5 . 15.5 . 5
Peridotit	18	13 . 1 . 16	8 . 19,5 . 2.5
Melilithbasalt-Euktolith	6	12 . 2 . 16	6.5 . 19,5 . 4
Alnöit	5	11 . 2 . 17	7,5 . 18,5 . 4
Dunit	2	10,5 . 0 . 19,5	—

Die im Anhang angeführten magmatischen Eisenerze mit nicht unbeträchtlichen Mengen von TiO_2 in Vertretung von SiO_2 fallen in die Verlängerung des E. F. gegen den F-Pol, die Korundgesteine liegen isoliert in den Sextanten II und III (die kleinen Quadrate der Fig. 1).

Im A l C Alk-Dreieck sind zwei Linien von hervorragender Bedeutung: 1. die vom C-Pol aus gezogene Höhenlinie, die das Dreieck in eine rechte und linke Hälfte teilt (Fig. 2); rechts von ihr liegen nur Alkaligesteine mit $Al < Alk$, in denen Fe_2O_3 die Tonerde z. T. vertritt, ein Verhältnis, das bei Sedimentgesteinen vollständig unbekannt ist, wenn man von Steinsalz und seine Begleiter führenden absieht; 2. die A l 15-Linie, auf der $Al = C + Alk$ ist und an deren Nähe der wichtigste chemische Unterschied von Sediment- und Eruptivgesteinen gebunden ist. Die Projektionspunkte der 1250 Analysen verteilen sich hier auf alle Sextanten, wenn auch die beiden der C Alk-Seite anliegenden nur sehr schwach besetzt sind (Fig. 2).

Eine Umgrenzung des Eruptivfeldes ist deswegen hier nicht

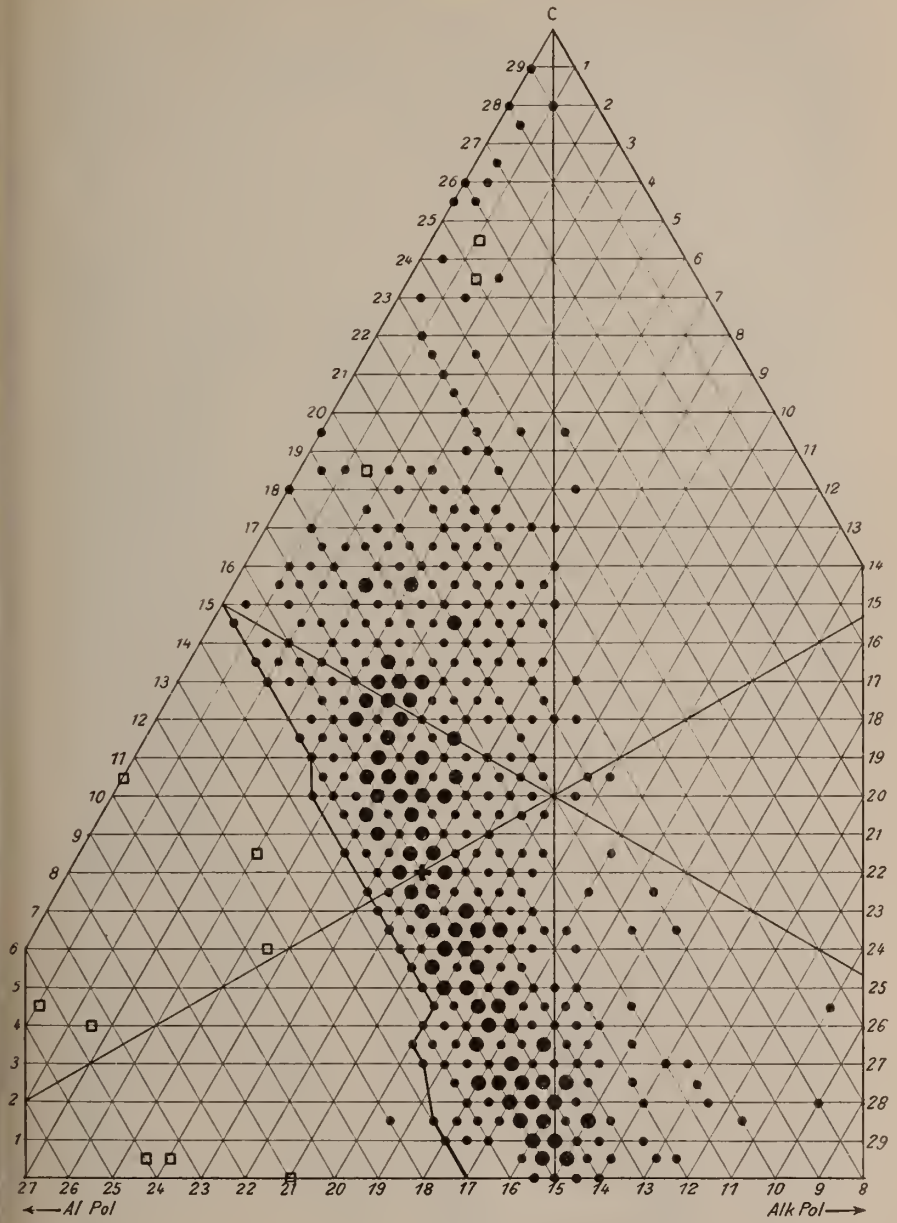


Fig. 2.

Al C Alk-Dreieck der Eruptivgesteine. Sämtliche besetzten Positionspunkte sind eingezeichnet, in doppelter Größe diejenigen, auf welche mehr als 5 der berechneten Analysen fallen. Kreuz + = mittlere Zusammensetzung der Eruptivgesteine nach Clarke. □ = Gesteine des Anhangs. Links von der gegen den Al-Pol angegebenen Grenzlinie liegen außer Gesteinen des Anhangs nur Glimmerperidotit vom Kalten Tal unter Al 18 C 1,5 und Dunit Corundum Hill unter Al 30 C 0. Letzterer fällt nicht mehr in die Figur.

gezogen worden, die Projektionspunkte sind einzeln eingezeichnet, diejenigen, auf welche mehr als 5 Analysen fallen, in doppelter Größe. Auch hier liegt das durch ein Kreuz markierte Clarke'sche Mittel nahezu in der Mitte des Streifens dichtester Besetzung, der sich annähernd der Al 15-Linie parallel von der Mitte der Al Alk-Seite bis zur C 15-Linie erstreckt. Nur gegen den Al-Pol ist eine Grenzlinie des Eruptivfeldes eingezeichnet auf Grund einer eingehenden Diskussion der Analysen, in denen Al $>$ C + Alk angegeben wird. Diese Diskussion zeigt, daß jedenfalls in sehr vielen Fällen der Tonerdeüberschuß auf unrichtige Bestimmungen von Al_2O_3 und Alkalien oder auf unfrisches Analysenmaterial zurückzuführen ist. Ferner, daß ein Tonerdeüberschuß, der zur Bildung von Korund, Spinell, Andalusit, Sillimanit etc. führt, nur in lokalen schlieren- und gangförmigen Bildungen auftritt, deren Entstehung auf Resorption von Einschlüssen oder Vorgängen pneumatolytischer Natur beruht. Sieht man von solchen lokalen Bildungen ab, so kommt eine Tonerdeübersättigung nur bei sehr sauren Eruptivgesteinen vor und findet in der Bildung von Muskovit oder reichlichem Biotit und bei Abwesenheit kalkreicher Pyroxene und Amphibole ihren mineralogischen Ausdruck. Von den 1250 berechneten Analysen fallen nur 2 links von dieser Linie, ein Dunit, in dem 0,88 % Al_2O_3 und weder Kalk noch Alkalien angegeben werden (auf Al 30 C 0), und der Glimmerperidotit vom Kalten Tal, der in chemischer und auch mineralogischer Beziehung (reichlicher Spinellgehalt) eine außergewöhnliche Stellung einnimmt und nach Ansicht des Verf.'s kein normales magmatisches Spaltungsprodukt ist (auf Al 18 C 1,5). Die kleinen Quadrate nehmen Gesteine des Anhangs ein.

In Fig. 3 sind die angeführten Mittelwerte in das Al C Alk-Dreieck eingetragen. In ihrer Anordnung treten 3 durch Schraffierung markierte Bögen hervor: ein innerer rechts der Höhenlinie, auf dem die Mittel der tonerdearmen und alkalireichen Alkaligesteine Pantellerit, Orendit-Wyomingit und Jumillit liegen; in seine Verlängerung und den Sextanten IV fallen die beiden Einzelanalysen Euktolith (Pian di Celle) und Noseanmelilithbasalt (Grabenstetten). Ein mittlerer, ebenfalls gegen den Al-Pol konvexer Bogen enthält die tonerdereicheren Alkaligesteine Urtit, Nephelinsyenit, Verit-Fortunit, Essexit-Shonkinit, Leucitbasalt, Nephelinbasalt, Alnöit und Melilithbasalt; zwischen beide Bögen fallen Ijolith, Leucitit und Theralith. Der äußerste Bogen enthält die Mittel der Alkalikalkgesteine. Syenit, dessen Mittel ganz vorwiegend aus Vertretern der Alkalireihe berechnet werden mußte, fällt zwischen Bogen II und III.

Von kristallinen Schiefern der Parareihe werden Beispiele angeführt, die im S Al F-Dreieck außerhalb des E. F. zu liegen kommen oder im Al C Alk-Dreieck die gezogene Grenzlinie weit überschreiten.

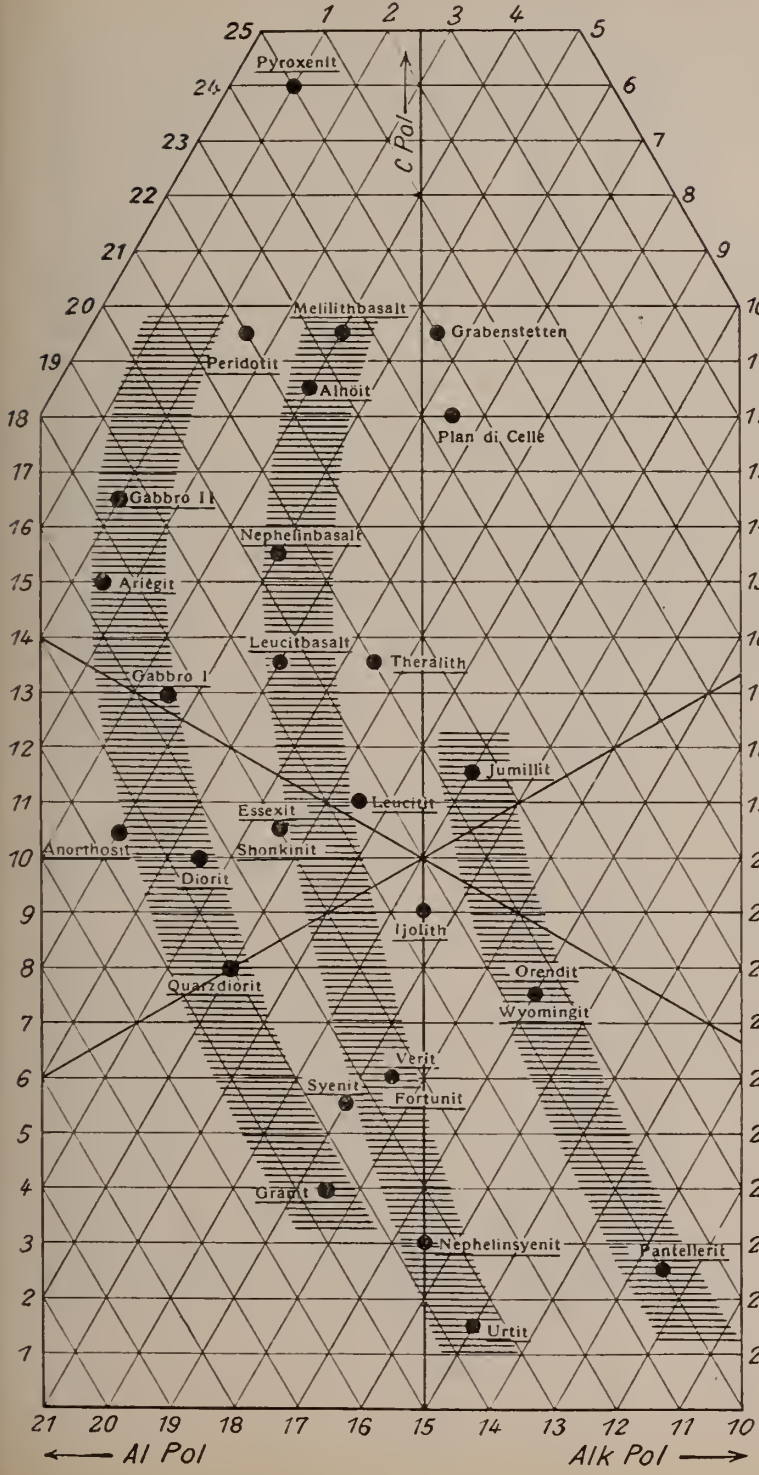


Fig. 3. Mittelwerte von Gesteinsfamilien (unterstrichen) im Al Cl Alk-Dreieck. Nicht unterstrichene Einzelanalysen: Euktolith (Pian di Celle) und Noseanmelilithbasalt (Grabenstetten).

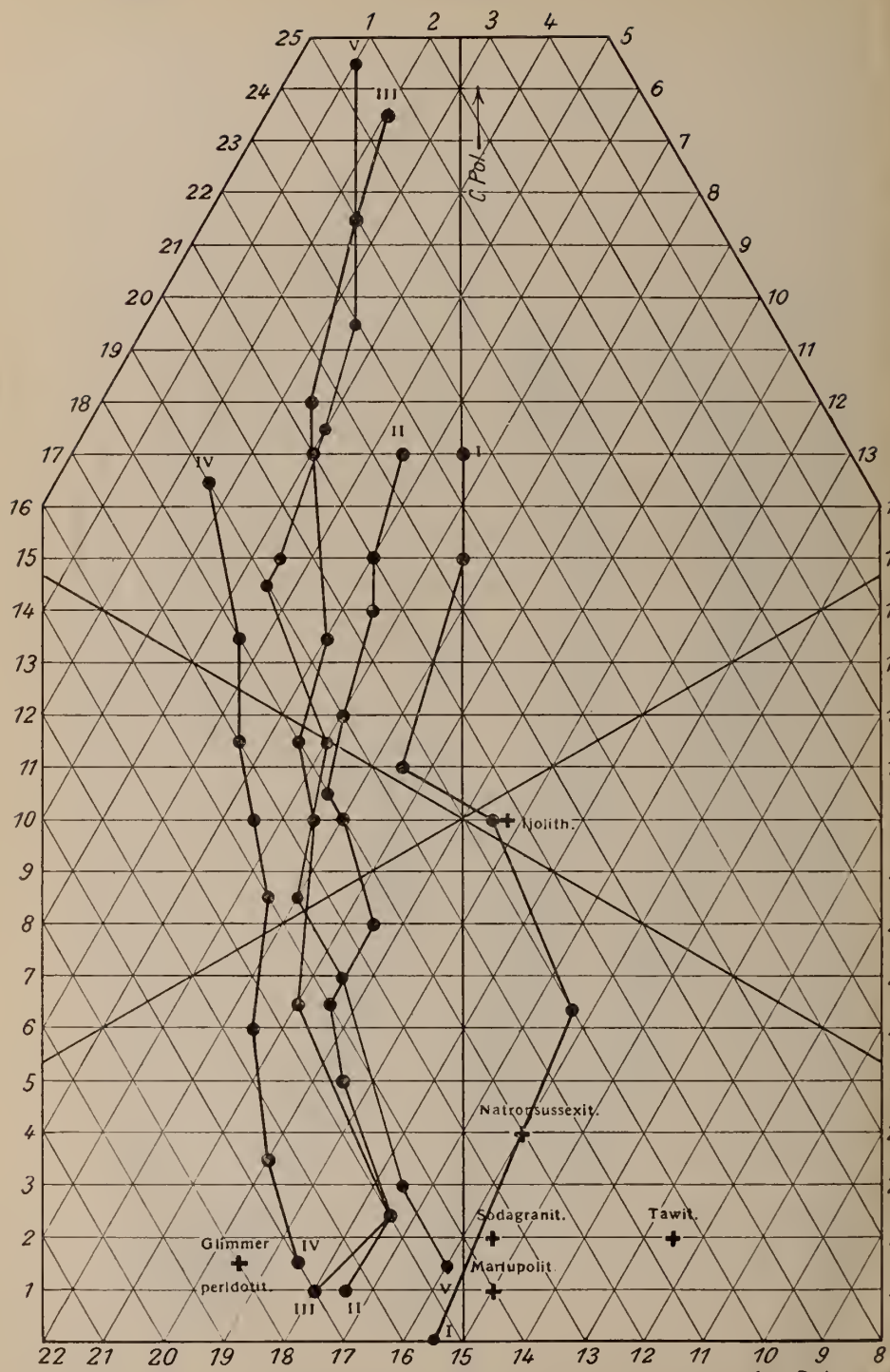


Fig. 4.

(Erklärungen zu Fig. 4 auf p. 489.)

Erklärungen zu Fig. 4.

NK-Verhältnis im AlCAlk-Dreieck. I = Grenzlinie von NK < 2,0, II = von NK < 3,0, III NK < 4,0 und IV NK < 5,0 gegen den Al-Pol; V = Grenzlinie von NK > 9,0 gegen den Alk-Pol. Ausnahmen: Glimmerperidotit Kaltes Tal mit NK = 0,5, Ijolith Jivaara mit NK = 9,0, Natronsussexit Penikkavaara mit NK = 9,2, Sodagranit Duluth mit NK = 9,0, Mariupolit Mariupol mit NK = 9,6 und Tawit Tavajoktal mit NK = 9,5.

Ein weiteres Kapitel behandelt die Beziehungen zwischen dem SAlF- und AlCAlk-Verhältnis. Es wird nachgewiesen, daß mit der Lage in einem enger begrenzten Gebiet des einen auch eine solche im anderen Dreieck verbunden ist. So nehmen Gesteine, die im SAlF-Dreieck auf einen Punkt fallen, im AlCAlk-Dreieck ein Partialfeld ein, das in der Richtung gleicher Tonerdewerte gestreckt ist; das ist zu erwarten, da beide Verhältnisse Al gemeinsam haben. Durch eine derartige Kombination beider Verhältnisse treten ferner die charakteristischen Unterschiede zwischen Alkali- und Alkalikalkgesteinen am besten hervor; stets liegen in diesem Partialfeld die ersteren dem Alkali-Pol, die letzteren dem Kalk-Pol näher. Dieser Unterschied ist selbst bei schwachen Vertretern beider Sippen noch unverkennbar und läßt sich auch bei den angeführten Mittelwerten sehr schön übersehen, wenn man Gesteinsklassen mit gleichem oder ähnlichem SAlF vergleicht, z. B. die Reihe Quarzdiorit-Syenit-Nephelinsyenit, Verit-Fortunit-Diorit etc.

Auch hier wird auf die häufig abweichenden Verhältnisse bei kristallinen Schiefern der Parareihe hingewiesen. Wenn die Projektionspunkte solcher Gesteine in beiden Dreiecken auch in das Feld der Eruptivgesteine fallen, besteht eine derartige Abhängigkeit ihrer Lage im allgemeinen nicht.

Die Statistik in bezug auf das NK-Verhältnis ergibt, daß bei 86 % der berechneten Analysen der molekulare Natrongehalt den des Kalis übertrifft; ferner, daß ein nicht zu verkennender Zusammenhang zwischen NK und AlCAlk derart besteht, daß niedere und sehr hohe Werte von NK an bestimmte Verbreitungsgebiete im AlCAlk-Dreieck gebunden sind. Die in Fig. 3 dargestellten Grenzlinien dieser Gebiete verlaufen unter sich und der vertikalen Höhenlinie annähernd parallel. Sehr niedere Werte von NK finden sich nur bei Alkaligesteinen und den ihnen chemisch nahestehenden Lamprophyren.

Eine ähnliche Abhängigkeit läßt sich zwischen MC und dem SAlF-Verhältnis nachweisen. Hohe Werte von MC sind auf die rechte dem F-Pol, niedere auf die linke dem S-Pol benachbarte Seite des E. F. beschränkt. Die hohen liegen nur unterhalb der Al3-Linie, die niederen zwischen der S20- und S15-Linie mit wenigen Ausnahmen nur oberhalb der Al3-Linie. Bei diesen Ausnahmen (Ijolithporphyr von Aas [Alnö], Shonkinit von Canzocoli und Kaiserstühler Alkaligesteinen) hat, wie aus geologischen

Gründen wahrscheinlich gemacht wird, wohl eine Resorption von Kalkeinschlüssen stattgefunden.

Durch Beispiele wird gezeigt, daß bei Paragesteinen ein derartiger Zusammenhang zwischen NK und AlC Alk sowie MC und SAlF im allgemeinen nicht existiert.

Das Schlußkapitel der Arbeit enthält allgemeine Betrachtungen über die atlantische und pazifische Sippe und einen Versuch zur Lösung der von Rosenbusch angeregten Frage nach Kriterien zur Unterscheidung essexitischer oder gabbroider Basalte durch die Kombination des SAlF- und AlC Alk-Verhältnisses.

Im Anhang sind die berechneten Analysen nach dem SAlF, AlC Alk-Verh. und der gebräuchlichen Systematik mit kurzer Literaturangabe tabellarisch zusammengestellt, um die Prüfung der entwickelten Gesetzmäßigkeiten und den Vergleich mit Sedimentgesteinen und kristallinen Schiefern, die im II. Teil behandelt werden sollen, zu erleichtern.

Als Resultat dieser Arbeit kann man zusammenfassend sagen: Es sind eine Reihe von Beziehungen zwischen den wesentlichen chemischen Bestandteilen der Eruptivgesteine an der Hand eines großen statistischen Materials zahlenmäßig festgestellt und graphisch dargestellt worden. Inwieweit die durchgeführte Statistik zur korrekten Fassung dieser Beziehungen hinreicht, läßt sich nicht voraussehen und erst auf experimentellem Wege prüfen. Die gewonnenen Resultate können die Grundlage für spätere experimentelle Forschung abgeben; zurzeit werden sie bei der Untersuchung kristalliner Schiefer nicht unwesentliche Hilfe leisten.

Das Vorkommen von freiem Schwefel in Sapropelen.

Von **Bruno Doss.**

An anderer Stelle[1] habe ich auf Grund gewisser Eigenschaften der miocänen melnikowithaltigen Tone des Gouvernements Samara den Schluß gezogen, daß diese ursprünglich ganz analoge Sapropelablagerungen dargestellt haben müssen, wie solche gegenwärtig in den russischen Limanen, vielen Salz- und Süßwasserseen sowie Strandgebieten angetroffen werden. Dabei wurde festgestellt, daß jene miocänen Sedimente freien Schwefel führen[2], ein Produkt, dessen Entstehung auf die Lebenstätigkeit einstiger Schwefelbakterien zurückgeführt wurde.

Um nun jenen Analogieschluß bezüglich der Faulschlammnatur der erwähnten Tone weiter zu stützen, habe ich, da mir aus der Literatur von Angaben über einen Gehalt der Faulschlamme

[1] Im Annuaire géol. et min. d. l. Russie. **13**. 1911. p. 142; N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 33. 1912. p. 687, 694.

[2] Ebenda p. 695.

an freiem Schwefel nichts bekannt ist[1], zwei rezente wie auch ein altalluviales Sapropel auf einen etwaigen Gehalt an freiem Schwefel untersucht.

Die altalluviale Probe stammt aus einer einstigen, zirka 40 ha großen Bucht des Stintsees bei Suschenhof unweit Riga, die im Laufe der Zeit völlig mit Sapropel und verwandten Sedimenten ausgefüllt worden und oberflächlich vermoort ist. Ich habe den größeren Teil dieses bis über 10 m mächtigen Sapropellagers im vergangenen Herbst durch zahlreiche Bohrungen aufgeschlossen; die zur Schwefeluntersuchung benutzte Probe stammt aus 5 m Tiefe eines dieser Bohrlöcher (No. 14). Es ist ein dunkelbraunes, an Schwefeleisen reiches Sapropel (Übergang zum Saprokoll), bestehend aus feinsten amorphen Klümpchen (Exkremente planktonischen Tierlebens und homogen zersetztes Material niederer Pflanzen), feinen, stark zersetzten vegetabilischen Gewebefetzen, Fäden von Planktonalgen, Diatomeenpanzern, Spongillennadeln, Pollenkörnern von Kiefer, Eiern von Wasserwanzen und anderen Organismenresten, wozu sich als anorganische Bestandteile ziemlich viel Ton (u. d. M. schwer zu erkennen, dagegen nach dem Eintrocknen des Schlammes oder nach Verbrennung der organischen Bestandteile leicht nachweisbar), sowie sehr wenig feinster Quarzstaub gesellen.

Die eine rezente Probe ist der Oberflächenschicht des Schlammes in der dem Sapropellager angrenzenden Bucht des Stintsees entnommen. Sie gleicht, abgesehen natürlich von der mehr breiigen Konsistenz, im allgemeinen der vorigen altalluvialen Probe; u. d. M. machen sich Unterschiede nur insofern bemerklich, als Diatomeen seltener sind, Spongillennadeln fehlen, zersetzte Pflanzenfasern reichlicher beigemengt sind, und daß das Schwefeleisen[2] sich hier zum mindesten z. T. als Eisensulfidhydrat findet, während es in der Probe aus dem Bohrloch No. 14 wasserfrei ist[3].

[1] Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, daß die von G. Krämer und A. Spilker (Das Wachs der Bacillariaceen und sein Zusammenhang mit dem Erdöl. Ber. d. deutsch. chem. Ges. Jahrg. 32. 1899. p. 2941) gewonnenen Resultate bezüglich des Gehaltes des Franzensbader und Elsterer Moores an freiem Schwefel (Produkt von Schwefelbakterien) nicht einwandfrei sind. Genannte Forscher erhielten durch Auszug dieser Moorproben mit Benzol oder Toluol eine braunschwarze, wachsartige Masse, die, beim Franzensbader Moor als Ausgangsmaterial, 10,37% S, beim Elsterer Moor als Ausgangsmaterial 11,26% S enthielt. Es ist hierzu zu bemerken, daß, sofern die betreffenden Moore Schwefeleisen in labiler Form (Schwefeleisenhydrat, Melnikowit) enthalten, dieses an Benzol einen Teil seines Schwefelgehaltes abgibt (vergl. B. Doss im N Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 33. p. 700).

[2] Die Schlammprobe gibt mit verd. Essigsäure sehr deutliche Schwefelwasserstoffreaktion.

[3] Die Schlammprobe gibt mit verd. Essigsäure keine Schwefelwasserstoffreaktion, dagegen mit verd. Salzsäure.

Die andere rezente Probe stammt von Arensburg auf der Insel Oesel und stellt den bekannten, zu Badezwecken verwendeten „Heilschlamm" dar. Es ist ein grünlichgrauer Faulschlamm, sehr reich an amorpher krümeliger Substanz (Exkremente etc.) und Diatomeen, arm an vegetabilischem Gewebe, im übrigen aber den vorigen Sapropelen völlig gleichend. Das beigemengte Schwefeleisen findet sich zum mindesten zu einem Teile in der Hydratform[1].

Nachdem durch vorläufige Versuche festgestellt worden war, daß all diese Sapropelproben Schwefel an Schwefelkohlenstoff abgeben, wurden behufs Feststellung dessen, ob der erhaltene Schwefel nur aus dem Schwefeleisenhydrat resp. aus wasserfreiem Schwefeleisen extrahiert worden oder ob nebenbei auch freier Schwefel in den Sedimenten sich befindet, die Proben nach ihrer Trocknung, Pulverisierung und Beutelung zuerst bei 60—70° C mit verdünnter Salzsäure so lange behandelt, bis keine Spur von Schwefelwasserstoff sich mehr entwickelte und somit sämtliches durch Schwefelkohlenstoff angreifbares Schwefeleisen gelöst war. Darauf wurde nach abermaligem Trocknen, Pulverisieren und Beuteln der Substanz die Extraktion mit Schwefelkohlenstoff im Dunkeln vorgenommen. Nebenher gingen Leerversuche mit Schwefelkohlenstoff, welche zeigten, daß unter den gegebenen Versuchsbedingungen sich kein Schwefel aus dem Schwefelkohlenstoff ausscheidet.

Die Versuche ergaben folgende Resultate:

	Angewandte Substanzmenge (Trockensubstanz)	Menge des extrahierten Schwefels in Gewicht	in Prozenten
Rezente Sapropelprobe aus der Stintseebucht .	11,9 g	0,0280 g	0,235
Rezente Sapropelprobe von Arensburg	10,8 g	0,0658 g	0,619
Altalluviale Sapropelprobe von Suschenhof	13,5 g	0,0200 g	0,148

Hiernach ist also in den untersuchten Sapropelen zweifellos freier Schwefel enthalten, der nur als Residuum von Schwefelbakterien angesprochen werden kann. Um nun festzustellen, ob der für die Bildung dieses Schwefels nötige Schwefelwasserstoff auf organischem Wege durch die Lebenstätigkeit von desulfurierenden Bakterien geliefert wird, was von Haus aus das wahrscheinlichste, oder ob er auf anorganischem Wege durch Reduktion von Sulfaten[2] vermittelst organi-

[1] Die Schlammprobe gibt mit verd. Essigsäure Schwefelwasserstoffreaktion.

[2] Eine im Januar 1912 einem Probebohrloch entnommene Gemengprobe des Suschenhofer Sapropels enthält nach einer in der Chemischen Ver-

scher Substanz entsteht, wurden zwei weitere Versuchsreihen angestellt.

Eine sterilisierte Nährlösung wurde einerseits mit frischem, anderseits mit vorher sterilisiertem Schlamm (behufs Abtötung etwaiger vorhandener desulfurierender Bakterien) geimpft. Als Nährlösung diente die für desulfurierende Bakterien von A. van Delden[1] angegebene, bestehend aus:

Leitungswasser	100,0
K_2HPO_4	0,05
Natriumlaktat[2]	0,5
Asparagin	0,1
$MgSO_4 + 7H_2O$	0.1
Mohr's Salz	Spur.

Zur Impfung, die freundlichst Herr Dr. Basarewsky, Dozent für Bakteriologie an der hiesigen Technischen Hochschule, ausführte, wurden je eine Spur der obigen Sapropelproben benutzt, in denen der Schwefelgehalt bestimmt worden ist. Die geimpften Flaschen standen zunächst 10 Tage im Brutschrank bei 30° C und dann noch 3 Monate bei gewöhnlicher Zimmertemperatur, bevor ihr Inhalt untersucht wurde.

Die Ergebnisse dieser Versuche bestehen in Folgendem. In den Fällen, wo die Nährlösung mit frischem Schlamm geimpft worden war, hatte sich, mit Ausnahme der altalluvialen Sapropelprobe aus 5 m Tiefe, am Boden der gut verschlossenen Flaschen ein voluminöser, flockiger, schwarzer Niederschlag abgesetzt, während sich auf der Flüssigkeitsoberfläche und am Flaschenhals, sofern zwischen ersterer und dem Glasstöpsel eine Luftblase verblieben war, eine gelbliche Haut gebildet hatte. Beim Öffnen der Flaschen war — wiederum mit Ausnahme der altalluvialen Sapropelprobe — ein intensiver Schwefelwasserstoffgeruch zu bemerken. Das gelbe Häutchen bestand aus mikroskopisch kleinen Körnchen und Kriställchen von Schwefel (Oxydationsprodukt des Schwefelwasserstoffs durch den Sauerstoff der Luftblase). In der mit rezentem Sapropel geimpften Flüssigkeit selbst fanden sich neben abgestorbenen Spirillen zahllose lebende Bakterien von Stäbchen-

suchsstation des Rigaer Polytechnikums ausgeführten Analyse 0,8% $CaSO_4$, bezogen auf wasserfreie Substanz (vergl. M. Glasenapp in der Rigaschen Industrie-Ztg. 1912. p. 182) Über den Sulfatgehalt von Arensburger Schlammproben siehe A Goebel im Arch. f. d. Naturk. Liv-. Ehst- u. Kurlands. 1. Ser. Bd. 1. 1854. p. 146, 193, 196, sowie M. Glasenapp l. c. (hier 0,15% $CaSO_4$).

[1] Beitrag zur Kenntnis der Sulfatreduktion durch Bakterien. (Centralblatt f. Bakteriologie. 2. Abt. Bd. XI. 1903. p. 83.)

[2] An Stelle des in Riga nicht erhältlich gewesenen Natriumlaktats wurde bei den Versuchen teils Natriumformiat, teils Natriumacetat verwendet.

form, darunter gekrümmte, welche Gestalt z. B. für *Spirillum* (*Microspira*) *desulfuricans* charakteristisch ist[1]. Der schwarze Bodensatz erwies sich als eine u. d. M. schmutziggraue Bakterienhaut, die gespickt vollgelagert ist mit winzigen Kügelchen von schwarzem Eisensulfidhydrat.

Sämtliche mit sterilisiertem Sapropel geimpfte Proben ergaben weder einen Absatz von Schwefeleisenhydrat, noch eine durch Oxydation hervorgerufene Schwefelbildung, noch ließen sie beim Öffnen der Flaschen einen Schwefelwasserstoffgeruch wahrnehmen.

Ein weiterer Versuch bezweckte, quantitative Anhaltspunkte für die Eisenfällung zu gewinnen. Zu $^1/_2$ l sterilisierter und mit einer Spur frischen Arensburger „Heilschlamms" geimpften Nährflüssigkeit wurden 0,0223 g Mohr's Salz (= 0,0032 Fe) zugesetzt. Nachdem die Flasche 10 Tage im Brutschrank und dann noch 4 Wochen bei Zimmertemperatur gestanden hatte, wurde in der vom gefällten Eisensulfidhydrat abfiltrierten Flüssigkeit durch Herrn S. Blumenfeld, Assistent an der Chemischen Versuchsanstalt, der Eisengehalt bestimmt[2]. Es wurden gefunden 0,000336 g Fe, so daß hiermit 89,5 % des Gesamteisengehalts der Nährlösung gefällt worden waren.

Bei einem anderen Versuche war $^1/_2$ l nicht sterilisierter Nährlösung mit frischem Sapropel aus der Stintseebucht geimpft und 0,0600 g Mohr's Salz zugesetzt worden. Die Ausfällung von Schwefeleisenhydrat begann erst nach 6 Wochen. Bei der Untersuchung der Flüssigkeit zeigten sich zahllose, meist abgestorbene Individuen der einzelligen Alge *Clamydomonas*[3], die auch im frischen Stintseeschlamm vorkommt. Der von dieser Alge produzierte Sauerstoff war ein Hindernis für eine starke Vermehrung der desulfurierenden Bakterien gewesen, die erst dann sich ungehindert entwickeln und damit die Fällung von Eisensulfidhydrat einleiten konnten, als jene Algen größtenteils abgestorben waren.

So ist denn durch vorstehende Versuche nachgewiesen, daß in den benutzten rezenten Sapropelen desulfurierende Bakterien vorhanden sind und daß der in jenen enthaltene freie Schwefel nicht durch unmittelbare Reduktion von Sulfaten durch organische Substanz entstanden ist, sondern als Produkt der Lebenstätigkeit von Schwefelbakterien biogener Herkunft

[1] Siehe Fig. 4 auf p. 111 von W. Beyerinck's Abhandlung (Über *Spirillum desulfuricans* als Ursache von Sulfatreduktion. Centralbl. f. Bakt. 2. Abt. Bd. I), sowie Fig. 5 der zu A. van Delden's Abhandlung (l. c.) gehörigen Tafel.

[2] Nach Zerstörung der organischen Substanz mittelst konz. H_2SO_4 und $KHSO_4$ sowie Oxydation wurde mit NH_3 Eisenhydroxyd gefällt, dies in HCl gelöst und der Eisengehalt jodometrisch bestimmt.

[3] Bestimmung durch den Assistenten Dr. O. Trebu ausgeführt.

ist. Es liegt demnach kaustobiolithischer Schwefel vor. Die Schwefelbakterien sind, weil purpurfarben, im Arensburger Schlamm ohne weiteres sichtbar; im Stintseeschlamm müssen farblose Arten vorhanden sein. Im altalluvialen, 5 m tief gelegenen Suscheuhofer Sapropel existieren, wie vorauszusehen war, die desulfurierenden Bakterien nicht mehr; sein Schwefelgehalt muß aber gleicher Herkunft sein, da die Entstehungsbedingungen dieses Sapropels die gleichen gewesen sind wie bei den rezenten Analoga.

Durch die vorstehenden Untersuchungen hat die eingangs erwähnte Schlußfolgerung, daß die miocänen melnikowithaltigen Tone des Gouvernements Samara ursprüngliche Sapropelablagerungen gewesen, eine weitere Stütze erhalten, so daß an der Tatsache selbst wohl nicht mehr gezweifelt werden kann.

Riga, Technische Hochschule, Mai 1913.

Bauxit in neuem Licht.

Von **Fran Tućan** in Zagreb (Agram, Kroatien).

In einer Notiz[1] über die Bauxitfrage, in welcher C. Doelter und E. Dittler die Ansicht vertreten, daß Bauxit ein Mineral und keine Gesteinsart und daß sein Wassergehalt nicht konstant ist, schreiben die genannten Autoren unter anderem auch folgendes: „M. Kišpatić ist nun erfreulicherweise unabhängig von uns und auf einem anderen als dem von uns eingeschlagenen Wege zu ähnlichen Resultaten gekommen.“ Wer Kišpatić's und meine Abhandlungen[2] über die Bauxit bezw. über die Terra rossa gelesen hat und die Abhandlungen Doelter's und Dittler's über dieselbe Frage, konnte leicht entnehmen, daß die Resultate unserer Untersuchungen und der Untersuchungen Doelter-Dittler's nicht ähnlich sind, und daß sie dies auch nicht sein können, da Kišpatić und ich bei der Bauxituntersuchung ein ganz verschiedenes Thema von jenem Doelter-Dittler's bearbeiten.

Die genannten Autoren beschäftigten sich mit der längst bekannten Tatsache — mit der kolloiden Natur des „Bauxits“ und kamen mittels der Methode der Anfärbung zum Resultat, „daß unter dem Namen Bauxit zweierlei verstanden wurde: 1. ein kolloides Aluminiumhydrat, der eigentliche Bauxit, das Ausgangsprodukt der bauxitischen Umwandlung; 2. ein Gemenge von Diaspor, Hydrargillit, Limonit und Kaolin mit wechselnden Mengen des

[1] C. Doelter und E. Dittler, Bauxit oder Sporogelit? Dies. Centralbl. 1913. p. 193.

[2] F. Tućan, Terra rossa, deren Natur und Entstehung. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXV. p. 401. — M. Kišpatić, Bauxite des kroatischen Karstes und ihre Entstehung. Ibidem p. 513.

Tonerdegels[1].“ Über die Kolloidität des „Bauxits“ bestehen in der mineralogischen Literatur schon einige Data. So sagt z. B. Lacroix[2] unter anderem: „D'autre part, l'examen microscopique des bauxites françaises fait voir que ces substances sont absolument colloïdes.“ Von „Bauxit“ als Kolloid spricht auch Cornu[3] und bei Hundeshagen[4] finden wir auch, daß er schon mittels organischer Farbstoffe die Bauxitnatur untersuchte und nach den Farbenreaktionen zum Resultat gelangte, daß Bauxit aus Hydrargillit, Kaolin (wohl auch aus etwas amorpher Kieselsäure) und aus vorwiegend amorphem oder hypokristallinem Tonerdehydrat besteht. (Hellgelber konkretionärer Bauxit von Linwood.)

Indem wir die Frage über die Kolloidnatur des „Bauxits“ für gelöst hielten, haben wir uns damit nicht beschäftigt, sondern hielten sie für eine bekannte Tatsache. Beim Bauxit war aber eine andere Frage ungelöst, ja sogar verwickelt — und das war die Entstehung des Bauxits, die Doelter und Dittler in ihren Abhandlungen nicht berühren. In unseren Arbeiten ist hauptsächlich die Rede über die Bauxitentstehung. Auf Grund unserer Untersuchungen haben wir die Bauxitentstehung in Zusammenhang mit der Terra rossa bezw. mit den Kalksteinen und Dolomiten gebracht und so den Bauxit von einem anderen Standpunkt aus beleuchtet.

Unsere Untersuchungen haben ohne Zweifel bewiesen, daß die Behauptungen Lacroix' (l. c.) „C'est en réalité une véritable roche“ vollkommen berechtigt sind und wir für dieses Gestein seinen bisherigen Namen Bauxit[5] beibehielten. Es war aber notwendig, jener Substanz, jenem Mineral, das den Hauptbestandteil des Bauxit bildet, einen Namen zu geben, und dieses Mineral wurde Sporogelit benannt. Die Nomenklatur Doelter-Dittler's scheint uns unrichtig, da sie nicht auf Tatsachen beruht. Wir kennen heutzutag kein Bauxitgestein mit vorwiegendem Gibbsitgehalt, also kennen wir daher nicht von Gibbsititen reden. Gerade so unbekannt ist auch das Gestein, welches vorwiegend aus Diaspor, Gibbsit und Kaolin bestände. (Wenn schon von Kaolin die Rede ist,

[1] C. Doelter und E. Dittler, Zur Charakteristik des Bauxites. Dies. Centralbl 1912. p. 20

[2] A. Lacroix. Minéralogie de la France. 3. p. 342. 1901.

[3] F. Cornu, Zeitschr. f. Chem. und Industr. der Kolloide. 1909. 4. p. 15. 90; dies. Centralbl. 1909. p. 326; Zeitschr. f. pr. Geol. 1909. p. 85. 143.

[4] F. Hundeshagen, Über die Anwendung organischer Farbstoffe zur diagnostischen Färbung mineralischer Substrate. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXVIII. p. 335.

[5] In seiner bald erscheinenden Arbeit „Terra rossa, bauxite, laterite“ (Giornale di Geologia pratica. Anno XI. 1913. fasc. 1. p. 20) schreibt M. Gortani folgendes: „Dal punto di vista geologico, litologico e pratico sembra opportuno riservare il nome di bauxite alle rocce costituite essenzialmente da idrossidi d'alluminio (e ferro), che sono incluse in formazioni calcaree e che perciò si rivelano come terre rosse antiche.“

muß ich betonen, daß wir bei unseren mikroskopischen Untersuchungen nirgends im Bauxit Kaolin fanden, obwohl wir Hunderte von Präparaten verschiedener Bauxite mit größter Sorgfalt untersuchten.)

Wenn wir auch mit unserer Behauptung, daß Bauxit ein Gestein und kein Mineral ist, nichts Neues brachten, ebensowenig haben wir mit der Behauptung, daß Sporogelit Aluminiummonohydrat ist, etwas Unbekanntes entdeckt. In seiner Abhandlung über die Zusammensetzung des „Bauxites" kommt Arsandaux[1] zu folgendem Schluß: „Cette dernière considération me porte à admettre que l'hydrate Al_2O_3, H_2O est la forme stable de l'alumine dans les bauxites." Wir kommen durch unsere chemischen Untersuchungen und Analysen auch zu dem Beschluß, daß wir den Sporogelit für Aluminiummonohydrat halten müssen. Einige Erscheinungen bei der chemischen Untersuchung der kroatischen Bauxite und der Terrae rossae lassen auf verschiedene Aluminiumhydrate schließen. Diese Erscheinungen beziehen sich auf die Löslichkeit des Sporogelits in HCl und H_2SO_4. Während der Sporogelit aus Bauxiten älterer Formation (aus Velebit) in genannten Säuren schwer löslich ist, ist der Sporogelit aus Bauxiten der jüngeren Formationen (aus Bosnien und Dalmatien) viel leichter löslich; Sporogelit aus der Terra rossa (also des jüngsten Bauxits) ist sehr leicht löslich[2]. Anfangs hielt ich diese Erscheinung jener der entsprechenden Kristalloide analog und daß mit wachsendem Wassergehalt auch die Löslichkeit wachse. Korund, Al_2O_3, ist in Säuren unlöslich, Diaspor, $Al_2O_3 \cdot H_2O$ löst sich partiell, Hydrargillit, $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$, ziemlich leicht und vollkommen. Demnach befinden sich in der Natur vielleicht auch die entsprechenden Kolloide Al_2O_3, $Al_2O_3 \cdot H_2O$ $(Al_2O_3 \cdot 2H_2O)$ und $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$. Diese Anschauung wurde aber durch die chemische Analyse, besonders durch die Analyse des jüngeren Bauxits von Studeno vrelo bei Županjac in Bosnien hinfällig erwiesen[3]. Er enthält so wenig Wasser, daß es möglich ist, die Aluminiumverbindung, Sporogelit, nur als Monohydrat aufzufassen. Ganz zu denselben Resultaten führten auch die Analysen anderer Bauxite. Bis jetzt ist es also durch chemische Untersuchungen Arsandaux und uns gelungen, zu beweisen, daß im Bauxit Aluminiumhydrat (Sporogelit) mit einem Molekel Wasser enthalten ist. Daß in Bauxiten Dihydrate oder Trihydrate vorkommen, hat bis jetzt noch niemand bewiesen; es sind dies nur Mutmaßungen ohne reelle Unterlage.

Zagreb (Agram), Mineralogisch-petrograph. Institut.

[1] H. Arsandaux, Sur la composition de la bauxite. Compt. rend. 1909. **148**. p. 936.

[2] F. Tućan, Koloidi u rudstvu. Nastavni vjesnik. XX. Zagreb. 1912.

[3] F. Tućan und Kišpatić, l. c.

Notiz zu K. Schneider: „Die vulkanischen Erscheinungen der Erde."

Von **Adolf Hoel** in Kristiania.

In dem von K. Schneider verfaßten vulkanologischen Werk: Die vulkanischen Erscheinungen der Erde (Berlin 1911) findet sich ein Irrtum. Auf p. 228 heißt es: „Bei 74° 25′ n. Br. und 19° ö. L. v. Gr. liegt die Bäreninsel. Sie beherbergt den nördlichsten selbständigen Vulkan auf der atlantischen Erdhälfte etc." Auf der Bäreninsel kommen aber gar keine Eruptivgesteine vor. Wahrscheinlich liegt eine Verwechslung mit dem Vulkane Beerenberg auf der Insel Jan Mayen (71° n. Br. und 9° w. L. v. Gr.) vor.

Paläontologische Betrachtungen[1].

Von **W. Deecke.**

III. Ueber Echinoiden.

Von den Seeigeln soll dieser Abschnitt der paläontologischen Betrachtungen handeln, und zwar besonders von den Lebensverhältnissen fossiler Formen.

Seeigel sind im allgemeinen sehr selten in Konglomeraten, was sich ja daraus erklärt, daß die hohlen Schalen zerschlagen werden. Etwas häufiger trifft man sie in Sanden der flachen Strandzone an, allerdings meistens verdrückt oder irgendwie beschädigt. Wenn man am Ufer der Nordsee oder am italischen Sandstrande bei Pozzuoli und Gaeta-Nettuno wandert, sieht man die Echinocardien etwas verletzt, mit Sand erfüllt im Boden unter flachem Wasser stecken. Leere, wieder ausgespülte Gehäuse, die sehr leicht sind, werden am Wasserrande massenhaft zusammengehäuft, sogar bis in die Dünengräser vom Winde hinaufgetrieben. Fossil wird dergleichen kaum erhaltbar sein; aber denken muß man an so etwas, wenn Seeigeltrümmer mit Moor und mit Landpflanzen einmal auftreten (Dogger Nordenglands). Sie beweisen dann nur die Nähe der See.

Im reinen Sande sind diese Tiere selten; denn erstens gehen darin ihre Schalen durch Auflösung leicht zugrunde und zweitens haben die Tiere dort nicht die erforderliche Nahrung gehabt, sind also von vorneherein spärlich gewesen. So birgt die Meeresmolasse des Bodenseegebietes diese Ordnung nur in ganz geringem Maße. Aber mit Zunahme des Kalkgehaltes, und zwar in solchem von organogenem Ursprung, mehren sich auch diese Tiere. Sie müssen, wenn sie nicht direkt andere Organismen zerbeißen, den an organischen Substanzen reichen Schlamm in Masse durch ihren Darm gehen lassen. Es ist erstaunlich, wie vollgepfropft ein

[1] Fortsetzung der im N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXV erschienenen ersten Abschnitte (I und II).

Echinoidendarm mit allem möglichen Bodengrus ist. Da alle Seeigel auf den Boden angewiesen sind und nie, außer im Larvenstadium, frei schwimmen, so sind sie in hohem Maße von der Bodennahrung abhängig und haben daher auch die engsten Beziehungen zum Untergrunde und zu dessen Bedeckung. Ferner ist ihr eigentliches Lebensgebiet das Meer unter der flachen Strand- resp. Ebbezone bis zu den größten Tiefen hinab.

Für die folgenden Betrachtungen, welche zunächst die irregulären Seeigel vorzugsweise betreffen, ist von Wichtigkeit, was J. v. Uexküll[1] über die Lebensweise von *Echinocardium cordatum* sagt. Es wird dort geschildert, wie sich diese Spezies mit Hilfe der seitlichen Stacheln in den Sand eingräbt, wie sie sich eine Atemröhre mittels klebrig gemachter Sandkörner baut, die tiefe Furche der Vorderseite als Atemwasserkanal ausbildet und wie die Stacheln des Mittelfeldes den zu fressenden Sand zum Munde schaufeln; ferner daß diese Tiere unter der tiefsten Ebbe im Sande sitzen, und zwar massenhaft nebeneinander, weil sonst die Geschlechtsprodukte nicht zueinander gelangen können. Jede einzelne dieser Angaben ist für uns von Wert und macht uns manches fossile Vorkommen verständlich. Leider haben wir nur wenig Angaben über die Lebensweise anderer Gruppen, und man wird daher nicht alles unbedingt auf Clypeasteriden oder Cidariten übertragen dürfen. Die Unterschiede sind entsprechend zu betonen.

Irreguläre Seeigel mit einem zwischen After und Mund stehenden spezialisierten Mittelfelde sind fossil häufig. Man erinnere sich nur an *Hemipatagus*, *Ananchytes*, *Hemipneustes*. Oft sind dort anders ausgebildete Stachelwarzen vorhanden, deren Erklärung nun leicht fällt. Auch die Lippe des Mundes, die als „Pflugschar" für den einzuschürfenden Sand oder Schlamm dient, ist dadurch verständlich und die abgeplattete Unterseite ist notwendig, damit das Gehäuse aufliegt. So kann Sand und Schlamm leicht aufgenommen werden und zur Auslaugung durch den Darm gehen. Wie eben betont, muß der Sand nährstoffreich sein.

Muschelreiche feinere Sande der etwas tieferen Wasserzone enthalten Seeigel deshalb zuerst etwas häufiger. Ich denke als Typus an die mitteloligocänen Stettiner Sande, welche Spatangiden und andere Seeigel so führen, daß man fast jedesmal mehrere Exemplare oder Trümmer findet. Ganz ähnlich steht es mit dem in gleicher Fazies entwickelten pommerschen Callovien. Aber so recht gedeihen sie in beiden Schichten nicht. Weniger sind sie in den geröllführenden Weinheimer Sanden vertreten, wie sie überhaupt im marinen Oligocän des Oberrheines selten sind. Auch im Pechelbronner Sand oder in den Meeressanden Oberbadens sind kaum Reste beobachtet. Günstiger scheinen ihre Existenzbedingungen

[1] Studien über den Tonus. IV. Die Herzigel. Zeitschr. f. Biologie. XLIX. Bd. Berlin 1907. p. 307—319.

in manchen cenomanen Sanden gewesen zu sein, z. B. in der Tourtia und in der Grünsandkreide. Da deutet auch schon der Glaukonit auf viele Mikroorganismen, z. B. Foraminiferen hin. Je reicher diese letzte Tiergruppe wird, um so mehr Seeigel stellen sich oft ein. Die feineren, an kleinen Schalen neben Muscheln und Schnecken reichen Bimssteinsande der Starza bei Pozzuoli stecken voll von *Echinocardium*, noch in situ, mit allen Stacheln. Recht häufig sammelte man früher *Echinolampas* und *Echinanthus* in dem aus Milioliden aufgebauten Grobkalk von Vaugirard bei Paris. Scutelliden, *Schizaster*, *Brissopsis* und andere Gattungen sind massenhaft in manchen „Faluns" des Garonne-Beckens vorhanden. Damit kommen wir zu dem einen rechten Lebensgebiet dieser Tiere. Das sind Kalksande mit Foraminiferen, Bryozoen und anderem organischen Detritus. Geradezu typische Beispiele stellen Doberg bei Bünde, das Danien bei Maastricht, der Kressenberg, die Mokkattam-Schichten und das ligurische Eocän dar. Aber bei diesen sind noch zwei Unterschiede zu machen. Die Breccienschichten aus Seeigeltrümmern im Maastrichter Tuff beweisen entweder bewegtes Wasser oder Tiere, welche diese Gehäuse zerbissen. Ebenso sind bei Bünde Schichten voll derartiger Fragmente, während mir von anderen Stellen dies in dem Umfange nicht bekannt geworden ist; es war also das Wasser wohl etwas ruhiger oder tiefer.

Hemipneustes, *Echinolampas Kleinii* und *Spatangus Hoffmanni* nebst den meisten diese im Danien und Oberoligocän begleitenden kleineren Formen sind kieferlos. Wenn sie sich also von Bryozoen und größeren Foraminiferen (*Calcarina*, *Orbitoides* im Danien) nähren wollten, so mußten es, wie bei den letztgenannten, lose Stücke sein, die sie in den Darm einführen und auslaugen konnten, oder Trümmer, welche, vom Wellenschlage abgebrochen, sich in der etwas tieferen Zone absetzten. Die dickschaligen Clypeasteriden verhalten sich etwas anders; diese gehen hart an das bewegte Wasser von unten heran und bilden daher mit allem möglichen Grus die im Mittelmeergebiete (Wiener Becken, Kalabrien, Sizilien, Spanien) so bezeichnenden *Clypeaster*-Strandbreccien. Damit hängt wohl die innere Versteifung und z. T. auch die entweder hoch kegelförmige oder ganz flache Gestalt zusammen. Beide Faunengruppen können dauernd gar nicht schief liegen, sondern fallen sofort wieder auf die breite Unterseite mit ihrem dem Boden ganz nah gerückten Schwerpunkte.

Sehr klar ist mir eine zweite Gruppe von Seeigeln in ihrem Auftreten, nämlich die der mergeligen Kreideformation, speziell der oberen Kreide. Sobald bei uns in Europa die an Foraminiferen und kleinen Brachiopoden oder Bryozoen reiche Kreide sich ausbildete, haben wir zahllose Ananchyten, Galeriten, Spatangiden und ähnliche Formen. Die Kreide ist ein typisch zoogenes, an lebenden und abgestorbenen Nährstoffen reiches Sediment, in welches

sich Seeigel, leicht auf dem Boden langsam fortkriechend, so weit einbetten konnten, daß sie ständig Nahrung einpreßten. Daher der ausgesprochen schaufelförmige Mund bei *Ananchytes*, den Spatangiden und *Hemipneustes*. Organische Bestandteile enthielt gerade die weiße Kreide reichlich: abgestorbene Spongienrasen, planktonische Globigerinen und Textularien, die ununterbrochen niedersanken, Frondicularien, Rotalien und Cristellarien neben Porosphären und zahllosen, locker im Schlamme sitzenden kleinen Bryozoenkolonien und Brachiopoden. Die Zahl der Seeigel in der Rügener Kreide ist enorm, wenn man alle zerbrochenen, schlecht erhaltenen, daher nicht beachteten Stücke mitzählt. In dem Lankener Bruch habe ich auf einer neu begonnenen Stufe des Abbaues einmal gegen 200 Stück gezählt, die in frisch herausgeholten Feuersteinhaufen lagen und ohne Umwühlen mir zugänglich waren, meistens (etwa $\frac{2}{3}$) Ananchyten, fast der ganze Rest Echinoconen. In anderen Kreideschichten sind *Holaster* und *Micraster* ebenso häufig. Sie sind, wie der Pläner von Strehlen zeigt, direkt an diese Fazies gebunden und im Sandstein viel spärlicher. Man sieht, wie *Ananchytes* mit der Herausbildung der echten Kreide immer größer wird bis zu der Varietät *perconica* Hag., die ebenso hoch wie lang ist. Nachher wird plötzlich die Form klein, wie verkümmert, schief, also zu *Ananch. sulcata* Goldf., sobald nämlich diese Fazies aufhört. Damit stirbt für Europa und das Flachmeer dies Genus aus. Ob es im Globigerinenschlamm der Tiefsee noch vorkommt, ist nicht sicher, aber nicht ausgeschlossen, da ähnliche Formen (*Linopneustes*) dort existieren. Das tiefere Wasser prägt sich bei *Ananchytes* auch in der relativ dünnen Schale gegenüber den Conoclypeiden und vor allem den Clypeasteriden aus.

Der Zusammenhang von Foraminiferen und Seeigeln erscheint besonders klar im Dogger. In dieser Abteilung haben wir in den Mergeln die ersten häufigeren jurassischen Seeigel wie *Holectypus*, *Echinobrissus*, *Hyboclypus*; denn im Lias sind und bleiben Echinoiden selten, und wenn sie vorkommen, gehören sie zu den Regularia. Im Dogger ergreifen eben die Foraminiferen dauernd Besitz vom mitteleuropäischen Flachmeer, und recht unvermutet treten in den tonigen Sedimenten die irregulären Gattungen auf. Die verbreiten sich dann rasch auch in den oolithischen Kalkgrus der Küstenzone, in welchem es an aufgewachsenen Foraminiferen, Bryozoen und Algenresten nicht mangelte. Zahlreiche aufgewachsene Foraminiferen saßen auf den Oolithkörnchen. Diese selbst sind um kleine organische Reste entstanden und einst lose gewesen, so daß ein Oolithsand bequem durch den Seeigeldarm gehen und die nötige Nahrung liefern konnte. *Echinobrissus*, *Clypeus* und *Pygurus* sind die Charaktertiere dieser Fazies und treten z. T. immer wieder im Oolith auf, wo sich dieser bis in die untere Kreide hinein entwickelt. Freilich wird *Clypeus* bald von *Pygurus*

verdrängt; der letzte ist aber im Malm-Oolith von Bartin bei Colberg, im Hannöverschen, in Frankreich und im Schweizer Jura eine der wichtigsten Gattungen. Nach der Callovien-Transgression gesellt sich zu *Echinobrissus* die Gattung *Dysaster* oder *Collyrites* am zahlreichsten in dem an Abfällen reichen Terrain à chailles oder in den foramiuiferenführenden *Renggeri-* und *Impressa*-Schichten des untersten Malm. Massenhaft liegen *Echinobrissus* und *Holectypus* in den süddeutschen *Acuminata-* und *Maxillata*-Mergeln des Vesullian mit der von Terquem beschriebenen mannigfaltigen Foraminiferenfauna und mit all dem Austerngrus in dem lockeren *Ferrugineus*-Oolith und in den *Varians*-Mergeln. Die gleiche Rolle übernehmen in den verschiedenen Zonen der Unterkreide die dort ebenso unvermittelt auftretenden und die andereu verdrängenden Spatangiden (*Toxaster*). In all diesen Schichten sind Foraminiferen meistens massenhaft vorhanden. Umgekehrt beobachten wir diese selten in den triadischen Sedimenten Europas und damit gleichzeitig ein starkes Zurücktreten der Seeigel. Beide Tierklassen müssen in der Trias irgendwo anders eine Blüte gehabt haben und sind mit der Rhättransgression auf die Wanderschaft gegangen, wobei die rasch sich vermehreuden Protozoen vorauseilten (Lias) und die nicht lang schwebenden Echinoiden nachkamen (Dogger). Wir haben eiu ganz analoges Verhältnis in der Oberkreide: Globigerinen- und Textularienkreide tritt schon im Cenoman auf, die Blütezeit von Echinoconiden und Anauchyten liegt erst im Turon und Senon. Alles miteinander — Ammoniteu, Seeigel, Foraminiferen, Belemniten, Krebse — weist auf ein unbekauntes Triasgebiet hin, das wir nur sehr schwer als solches erkeunen werden, weil es jurassische Charaktere trägt.

In dem Mesozoicum haben aber auch die kiefertragenden Irregularien eine große Verbreitung. Wiederholt sind *Echinoconus* und *Holectypus* schon genanut. Sie gehen vom Dogger bis zur oberen Kreide durch und haben wegen ihres Gebisses eine gewissermaßen größere Nahrungsgelegenheit. Deshalb ist *Holectypus* weiter in den Gesteinen und Schichten verbreitet als *Echinobrissus*, *Echinoconus* und *Discoidea* länger und eher vertreten als *Ananchytes*. Ja, wir sehen, daß dieser Typus mit *Conoclypeus* im Alttertiär erst seine größten Formen erreicht. Diese letzten Seeigel fanden zusammen mit den damals zuerst und wieder recht unvermittelt auftretenden Clypeasteriden in dem Nummuliten-, Orbitoiden- und Alveolinen-Sand uneingeschränkte Nahrung. Von diesen Familien haben sich dann die *Clypeaster* in Südeuropa lange in Blüte gehalten, also nach ihrer Einwanderung genau dieselbe Anpassung vollzogen wie die Echinoconiden vom Dogger bis zum Alttertiär. Es ist zu bedenken, daß diese Seeigel alle ein Gebiß haben, das durchaus geeignet ist, die genannten großen Foraminiferen zu zerbeißen, da manche der letzteu in toto durch den Darm nicht

durchgehen konnten. *Conoclypeus* und *Clypeaster* sind ungewöhnlich dickschalig, was vielleicht mit dem Reichtum an $CaCO_3$ in ihrer Nahrung, aber ebenso mit dem Erscheinen der alles zerknackenden Krebse (Brachyuren, *Xanthopsis, Lobocarcinus* etc.) zusammenhängt. Ferner haben dickschalige, daher schwere Gehäuse mit breiter Basis auf dem Kalk-(Foraminiferen-)Sand und -Grus einen genügenden Halt und werden bei mäßig bewegtem Wasser ohne Zutun des Tieres eo ipso in den mitgeschleiften Sand von den Wellen wieder eingebettet.

Es ist also wohl kaum eine Frage, daß Foraminiferen und Seeigel in ihrem geologischen Vorkommen in einer gewissen Beziehung zueinander stehen, ja mitunter direkt miteinander verbunden erscheinen. Aber absolut ist diese Abhängigkeit nicht, da ja kleine Schnecken, Muscheln, Bryozoen etc. ebenfalls als Nahrung den Echinoiden dienen können. In dieser letzten wird den Tieren viel bereits ausgeschiedener organischer Kalk zugeführt und damit der Bau der Gehäuse und Stacheln erleichtert. Denn mir scheint, daß nicht der Kalkgehalt des Wassers unmittelbar, sondern solch bereits konzentrierter Kalk von den Seeigeln verbraucht wird. In rein sandigen kalkarmen Sedimenten sind nämlich trotz des Kalkes im Meerwasser diese Tiere spärlich.

Alle diese zuletzt genannten Seeigelfamilien besitzen ein nur schwaches Stachelkleid. Wir wissen, daß sie oft ganz im Schlamme sitzen, sich in denselben einwühlen, wobei große sperrende Stacheln sicher ein Hindernis wären. Das Gegenteil ist bei den kleinen Diadematiden des Lias ausgebildet, da der oft winzige Körper unverhältnismäßig lange dünne Stacheln trägt. Ich sehe in diesen Stacheln Sperr- oder Schwebeorgane, welche in der weichen Mudde den Körper vor Einsinken bewahrten, und zwar um so mehr, als wir diese abweichende spezialisierte Gruppe nur in den bituminösen Mergeln und Schiefern des unteren und oberen mitteleuropäischen Lias antreffen, niemals in sandigen Bildungen oder in Mergeln. Die Spatangiden stecken im Moder oder Sand, die *Clypeaster*-Formen mehr im Sande, oft ganz davon bedeckt. Damit hängt auch wohl in erster Linie die Reduktion der Ambulacren und die Entfaltung der Fasciolen zusammen. Die Tiere betten sich in Nährstoffe ein, kriechen wenig und kommen so gelegentlich sogar zu einer Selbstvergiftung infolge der Anhäufung von Abfallstoffen. Deshalb ist bei vielen dieser Seeigel eine Rinne in der Schale vorhanden, die Uexküll'sche Atemrinne von *Echinocardium*. Wir haben sie bei *Toxaster*, *Micraster* und allen seinen Verwandten, und zwar vom Pol zum Munde führend. Wir sehen, wie sie sich von der Kreide an immer schärfer ausprägt; bei einigen Formen wie *Infulaster* ist sie fast vertikal und geradlinig, also diesem Zweck am besten entsprechend ausgebildet. Saumlinien und Ambulacren übernehmen eventuell den Bau der bei *Echinocardium* beobachteten Atemröhre und so liegt ihre Hauptaufgabe nur oben am Pol, weshalb sie bei *Schizaster*,

Brissopsis etc. sich immer mehr auf den Scheitel beschränken. Mögen die Stacheln klein sein, sie fehlen an den Flanken nie und das wird verständlich, wenn ihnen das Eingraben und die Erhaltung der Wohnhöhle im Schlamme zufällt. Bei anderen Formen liegt die Rinne hinten am After, z. B. bei *Echinobrissus*, *Pygurus*. Durch ein Wegschaffen der Abfallstoffe etwa in und mittels dieser Rinne wird derselbe Effekt, nämlich die Reinhaltung des umgebenden Wassers, erreicht. Vielleicht hat eine ähnliche Bedeutung, daß bei den Spatangiden die Neigung besteht, die Ambulacren zu vertiefen und bei den Clypeasteriden gerade umgekehrt die Streifen zwischen den Poren aufblähen, so daß fünf derbe runde Kämme sich herausbilden, wodurch auch eine Furchung und die Möglichkeit besserer Wasserzirkulation erzeugt wird.

In diese Kategorie gehört noch eine andere Eigenart der Echinoconiden, Conoclypeiden und z. T. der Clypeasteriden wie Echinolampiden, die zunehmende Höhe der Gehäuse. Im ganzen Jura ist *Holectypus* niedrig. Etwas höher und aufgeblähter erscheint *Discoidea*, dem die ersten *Echinoconus* nahestehen. Aber im Turon kommt es schon zu hohen Formen und im Senon werden diese gar spitz kegelförmig. Ebenso nimmt *Conoclypeus* ungewöhnlich pyramidale Form an und bei manchen jüngeren *Clypeaster*-Arten wächst aus breitem flachen Randsaum ein steiler Kegel empor. Ich kann mir nur denken, daß die möglichst tief eingebetteten, daher gesicherten Tiere mit dem Apex, sei es zur Befruchtung, sei es zu Atemzwecken, etwas herausragen mußten. Dasselbe zeigt nämlich der sonderbar nach oben mit dem Scheitelschild ausgezogene *Infulaster*. Die Echinolampiden sind anfangs flach oval, vergrößern auch langsam ihre Höhe, aber niemals bis zu den Maßen der sie begleitenden Gruppen. Immerhin besitzen *Echinolampas Fraasi* aus Ägypten und *Ech. Kleinii* aus Bünde recht hohe Gestalt. Da bei fallendem Wasser oder aus anderen Gründen, z. B. bei der Geschlechtsreife, die Tiere aus dem Sande nach oben steigen, so ist die Kegelform die geeignetste, um rasch herauszukommen, rasch an frisches Wasser zu gelangen und schnell die Geschlechtsprodukte der oben liegenden Organe freizugeben, sobald von Nachbarindividuen ein auslösender Reiz ausgeht.

Bei *Echinoconus* und *Ananchytes*, von dem in dieser Hinsicht schon oben die Rede war, verbindet sich mit der Kegelform eine andere Eigentümlichkeit, die Entstehung einer unpaaren Crista gegen den After. Das macht ganz den Eindruck, als wollte der gefüllte Darm mehr Platz haben. Auch das ist nicht auf diese beiden Gruppen beschränkt, sondern kommt bei *Holaster*, *Micraster*, ja auch bei *Dysaster* (*D. carinatus* im mittleren Malm) vor. Da der Darm am Apex hängt, so könnte die Zunahme der Höhe auch einer Verlängerung des Darmes und der vermehrten Nahrungsaufnahme entsprechen. Es ist auch nicht ausgeschlossen, daß die

Aufblähung der Ambulacren bei Clypeasteriden mit einer Hinausdrängung dieser Organe aus dem Innern durch den auf die Mitte beschränkten, gefüllten Darm zusammenhängt, weil dieser in dem durch sekundäre interne Kalkausscheidungen verkleinerten Innenraum keinen genügenden Platz hat. Es könnten sich also bei diesen Formen mehrere Bedingungen zur Schaffung der Spezialgestalt vereinigen.

Eine vierte Eigentümlichkeit ist flachen Seeigeln gemeinsam, nämlich eine Aufwölbung der Unterseite, so daß der Mund höher liegt als die Ränder, wenn diese auf ebener Fläche ruhen. Dabei sind die Umrisse der Basis schwach vertikal gefaltet. Typus ist vor allem *Pygurus* oder *Pygaster*; schwach ausgebildet hat auch *Clypeus* diese Form; außerdem ist sie vertreten bei ganz flachen Ananchyten der Scaglia und angedeutet bei Clypeasteriden. Ich kann mir vorläufig kein Bild von der Ursache machen; es sei denn, daß bei diesen flachen Gehäusen dort auch der Darm Platz findet und das Niederdrücken der Ränder besorgt, was nur bei einem Leben auf nachgiebigem Boden geht. Deshalb kommt es auch weniger bei *Clypeaster* vor, wohl aber bei den Ananchyten der schlammigen Scaglia. Man könnte auch an eine Art Gewölbebildung denken, die ein Untersinken verhindert, wie es bei den auf weicherem Boden wachsenden Thamnasträen, Stromatoporen und Fungien eintritt. Eine gute Erklärung wäre, worauf ich von anderer Seite aufmerksam gemacht wurde, daß die Aufwölbung der Unterseite den Kiemen Platz schafft, die sonst bei den Gehäusen mit ebenem Boden der Gefahr des Erdrücktwerdens ausgesetzt sind. Wenn die Einbiegung am Munde fehlt oder zurücktritt wie bei Scutelliden, entsteht ein Furchensystem auf der Unterseite, welches bei peripherer Verzweigung mit kräftigeren Stämmen am Munde endet und der Wasserzufuhr dient.

Vor allem hängt mit der grabenden Lebensweise die Verlagerung von Mund und After zusammen. Stünde der After bei diesen Formen oben auf dem Pol, so würde das Tier ununterbrochen mit dem ausgenutzten, verdauten Sand und seinem eigenen Kot überschüttet. Es müssen also der Enddarm und sein Ausgang verlagert werden, und zwar möglichst weit weg vom Munde. Das ist ja nun bei den Irregulären in der mannigfaltigsten Weise erreicht und wird bei einigen Gattungen noch durch die Afterfurche unterstützt, sobald nämlich der After etwas über dem Rande liegt (*Echinobrissus*, *Clypeus*).

Andere Lebensweise und daher andere Formen charakterisieren die Regularia. Schon *Arehaeoeidaris* findet sich in Kalken oder festeren Mergeln, *Cidaris* selbst ist am häufigsten auf Korallenriffen und Spongienrasen anzutreffen. Die zahlreichsten Stücke liegen aus Juraoolith vor, aus den Schwamm- und Riffkalken des Malm in allen seinen Stufen, aus den Kiesel-Spongien-Schichten der oberen Kreide in Frankreich, England, Norddeutschland und

aus dem Danien von Faxe. Diese Tiere bewegen sich über dem Boden, der daher etwas fester sein muß, teils mittels der Ambulacralschläuche, teils mit den Stacheln. Eingraben wie die Ananchytiden und Spatangiden können sie sich bei dem starken Stachelkleide nicht. Die Stacheln haben auch zu verschiedene Gestalt und daher auch verschiedene Funktion; z. B. wird behauptet, daß sich verschiedene Arten (*Strongylocentrotus*) mit den Stacheln durch drehende Bewegung napfförmige Löcher in festes Gestein, z. B. Sandstein, auswühlen. Das können natürlich nur lockere Sandsteine sein oder solche, die ein zersetzbares Bindemittel haben, also Kalk oder Braunspat, und daher durch Ausscheidungsprodukte der Seeigel angegriffen werden. Man findet aber Echiniden auch in Näpfen einer Küste aus kristallinem Gestein. Soweit nicht alte untergetauchte Brandungsformen vorliegen, wäre nur an ein Anätzen der Gesteine durch die Seeigel zu denken, und ich möchte auch dabei auf CO_2 hinweisen. So unangreifbar Orthoklas oder überhaupt die sauren Alkalifeldspate gegen Salz- und Schwefelsäure sind, so leicht werden sie von Kohlensäure in schwacher Lösung zersetzt. Darauf beruht ja die Bildung der wertvollen Ackerkrume in Granit- und Gneisgebieten. Es ließe sich also wohl denken, daß Generationen von Seeigeln diese Löcher besiedelten und erweiterten durch Auflösung des Feldspats; den übrigbleibenden Quarzgrus mögen sie mit ihren Stacheln oder sonstwie herausdrängen. Sie sollen in drehender Bewegung sein, was ja an sich schon nötig ist, damit sie nicht in Kot und Abfallprodukten, die sich in dem Napf ansammeln, ersticken. Diese seßhaften Formen sind natürlich an bewegtes Wasser gebunden, das ihnen Nahrung zuführt. — Die übrigen haben in den Stacheln auch Hemmvorrichtungen, wenn sie etwa von der Strömung irgendwie ergriffen und fortgetrieben werden sollten. Außerdem ist schon oben und von anderer Seite betont, daß einzelne im weichen Schlamm steckende Tiere dieser Familien in den abnorm langen und dünnen Stacheln Sperrorgane besitzen gegen ein zu tiefes Einsinken. Es sind alle kleine und leichte Formen.

Gehen wir nun diese Regularia etwas im einzelnen auf ihre Wohnorte durch, so sehen wir bei *Lepidocentrus*, daß er auf dem durch Brachiopoden, kleine Korallen, Stromatoporen etc. verfestigten Schlammboden lebte. Mit *Archaeocidaris* ist es ähnlich; die wenigen permischen Cidaridenreste sind an plattige Schichten gebunden mit viel Trümmerwerk von Fenestellen, Brachiopoden, Crinoidenresten etc. Da wir aus der germanischen Trias nur dürftige Spuren von Echinoiden besitzen, so ist erst wieder der alpine Keuper (St. Cassian) zu erwähnen, dessen Pygmäenfauna an Muscheln und Schnecken für diese Tiere ein geeignetes Nahrungsfeld darstellte. Leider sind unsere Kenntnisse dort noch sehr lückenhaft. Im Lias, vor allem aber erst im Dogger, kommen Saleniden, Diadematiden, Hemicidariten und andere Gattungen vor. Die

triadische Lücke ist abermals sehr deutlich. Von diesen neuen Gattungen bewohnten *Pseudodiadema* und Verwandte die Ton- und Mergelgründe, dazu besonders geeignet durch ihre niedrige breite Form und die seitlich abstehenden langen Stacheln. *Hemicidaris, Acrosalenia, Hemipedina, Stomechinus* ziehen etwas festeren Boden vor und sind am zahlreichsten in mehr oder minder oolithischen Mergeln und Mergelkalken. Solche Gesteine haben wir in den lothringischen Korallenschichten, im *Ferrugineus*-Oolith des Doggers, im Sequan (*Crenularis*-Schichten) des Schweizer Jura, in den *Thurmanni*-Schichten des Kimmeridge, im oberen Malm von Zarnglaff und Fritzow in Pommern sowie in Frankreich und England in gleichaltrigen Zonen. Es sind das alles Schichten mit reichem organischen Leben, voll von Zweischalern, besonders Myen, Terebrateln und Rhynchonellen und fleischfressenden Schnecken. In solche Sedimente gehören auch Seeigel mit Gebiß, weil sie sonst nicht genug zu schlucken haben. Dazu gesellt sich bei den Formen weite Mundöffnung, nur durch verschiebbare Haut geschlossen und dehnbar. Der massenhaft von diesen Tieren ausgeschiedene Kot mag mit an dem Charakter solcher Lagen als „Calcaire grumeleux" schuld sein. Das geht in die untere Kreide weiter, wobei sich die ebenfalls flachen Phymosomen zu den früheren Diadematiden gesellen und dann bis in die obere Kreide auf mergeligem Schlamme und auf Spongienrasen weiterleben (Rügen). Die Hemicidariten sind hohe, halbkugelige Formen mit differenzierten Stachelwarzen und Stacheln. Bei *Phymosoma* sind diese breit, spatelförmig und könnten sehr wohl das Gehäuse im weichen Schlamm halbschwebend halten oder trefflich fortschieben und etwas eingraben. Formen, wie der im mittleren Dogger Europas als Leitform erscheinende *Rhabdocidaris*, treten in Gemeinschaft mit Korallen, Bryozoen und großen Serpuliden auf. Das deutet ebenfalls auf einen etwas festeren und nicht sofort mit Schlamm hoch überzogenen Untergrund hin, auf welchem der Seeigel mit seinen langen dornigen Stacheln herumstelzte. Eine eigenartige Form ist *Glypticus*, der ja auch zeitlich beschränkt ist, seine Stacheln bis auf wenige am Unterrande stehende verloren hat und eine Wucherung der Stachelwarzen erfuhr. Das Gehäuse hat wohl im obersten Schlamm eingebettet gesessen, weshalb die Stacheln z. T. überflüssig wurden.

Eine Eigenschaft ist aber allen Nebenreihen der Regularia gemeinsam: sie bleiben klein. Die meisten haben höchstens Walnuß- bis Pflaumengröße, nur *Acrocidaris* erreicht etwa die Dimensionen von *Cidaris*, und nur *Stomechinus* und *Hemipedina* lassen sich mit tertiären und rezenten Echiniden vergleichen. Das scheint aber nicht nur auf diese Unterordnung beschränkt, sondern eine allgemeine Eigentümlichkeit altmesozoischer Seeigel zu sein; denn die obengenannten *Holectypus, Echinobrissus, Dysaster* und *Toxaster* halten sich in ungefähr den gleichen Dimensionen. (Schluß folgt.)

Vorläufige Mitteilung über den ladinischen Knollenkalkkomplex der Südalpen.

Von **Max Horn** in Königsberg i. Pr.

Trotz der ziemlich großen Anzahl von Arbeiten, die sich bereits mit den früher als „Buchensteiner Schichten" bezeichneten „Kieselknollenkalken mit *Protrachyceras Reitzi*" befaßt haben, kann die Gliederung des ladinischen Knollenkalkkomplexes in den Südalpen noch nicht als abgeschlossen betrachtet werden.

Nachdem ältere Autoren, wie Gümbel, v. Richthofen u. a., die stratigraphische Stellung dieser Schichten aufzuklären versucht hatten, stellte sie Mojsisovics als einheitlichen Komplex hin, in welchem er nur petrographisch zwischen Knollen- und Bänderkalken unterschied. Nachdem Tornquist die Verschiedenwertigkeit der einzelnen Horizonte erkannt und den Namen „Buchensteiner" als unzutreffend durch die Bezeichnung „*Reitzi*-Schichten" ersetzt hatte, zog Philipp auch die Äquivalente westlich der Etschbucht in die vergleichende Betrachtung, und kam zu dem Ergebnis, daß die Ausbildung der sog. „Buchensteiner" im Buchensteiner Tal und dessen nächster Umgebung nur als eine lokale Fazies des gesamten weit verbreiteten Komplexes zu betrachten sei. Nach den ersten Gliederungsversuchen, die Bittner gelegentlich seiner Aufnahmen im Gebiet von Recoaro aufstellte, kam Tornquist im Vicentin auf Grund faunistischer Ergebnisse zu der Gliederung in Spitzkalk oder *Reitzi*-Schichten und *Nodosus*-Schichten, wobei letztere nach der älteren Bezeichnung als obere „Buchensteiner" zu gelten hätten. Diese höheren Schichten verdienen nicht nur wegen des Vorkommens nodoser Ceratiten in ihnen besonderes Interesse, sondern sie zeichnen sich auch dadurch aus, daß sie Faunenelemente enthalten, die bislang als den Wengener Schichten oder der „Zone des *Protrachyceras Archelaus*" zugehörend galten. Schon früher hatte Geyer eine ähnliche Beobachtung bei Sappada gemacht, wo er in Kalken mit *Protrachyceras recubariense* Mojs. eine stark an die Wengener Schichten erinnernde Cephalopodenfauna fand. Im südlichen Bakony folgte den älteren Untersuchungen Boeckh's die faunistische Bearbeitung und Gliederung des Komplexes durch Frech, der den oberen Horizonten mit *Protrachyceras Curionii* Mojs. unteres Wengener Alter zuschreibt.

Gelegentlich einer Spezialuntersuchung, die ich auf Anregung von Herrn Professor Tornquist in der Val Trompia durchführte, konnte ich an bisher z. T. ungenannten Lokalitäten verschiedene Faunen finden, die erkennen lassen, daß auch in diesem Gebiet der ladinische Knollenkalkkomplex nicht als faunistisch einheitlich gelten kann.

In der von Brozzo aus nach Osten ansteigenden Val Biogno, einem Seitental der Mella, treten als Liegendes der dunklen Wengener Schiefer die obersten Knollenkalkhorizonte mit Zwischenlagen von Pietra-verde zutage, die eine Fauna beherbergen, deren Formen z. T. eine starke Annäherung an Wengener Typen zeigen, teilweise auch solche selbst darstellen. Ich fand in ihnen:

Protrachyceras cf. *ladinum* Mojs.[1]
— *recubariense* Mojs. (2)
Arpadites Telleri Mojs.
Ceratites Bocckhi Roth.
Hungarites Mojsisoviesi Boeckh
Gymnites cf. *Moelleri* Mojs.
Joannites tridentinus Mojs.
Proarcestes div. sp. ex aff. *esinensis* Mojs. et *subtridentinus* Mojs. (5)
— *trompianus* Mojs.
Ptychites cf. *angusto-umbilicatus* Mojs.
Daonella Taramellii Mojs. (2)

Die sich mit diesen Schichten der Val Biogno z. T. stratigraphisch deckenden Knollenkalke im Mella-Bett, etwa $\frac{1}{2}$ km oberhalb Marcheno, führen:

Protrachyceras Curionii Mojs. (2)
Proarcestes subtridentinus Mojs.
— *trompianus* Mojs. (2).

Im Liegenden der genannten Schichten treten als etwas älterer Horizont die bekannten Knollenkalkbänke im Mella-Bett dicht bei der Kirche von Marcheno auf, die wohl den meistgenannten Fundort für Cephalopoden der „*Reitzi*-Zone" darstellen und in der Tat hier den eigentlichen Horizont mit *Protrachyceras Reitzi* bilden. Sie enthalten:

Protrachyceras Reitzi Mojs. (6)
— *chiesense* Mojs.
Balatonites sp. (2)
Proarcestes sp. (2)
Daonella Moussoni Mojs. (Knolle mit vielen Exemplaren).

In den tieferen Knollenkalklagen oberhalb Aleno fanden sich unter anderen wenige Elemente, die an die Fauna der *Trinodosus*-Zone erinnern:

Ceratites submodosus Mojs. [non Tornquist].
— *Hantkeni* Mojs.
Celtites cf. *geometricus* Frech.
Ptychites angusto-umbilicatus Mojs. (4)
— *acutus* Mojs. (3)
Proarcestes sp. (2)
Nautilus cf. *quadrangulus* Mojs. (2).

Aus dieser Faunenliste geht hervor, daß der ladinische Knollenkalkkomplex in der Val Trompia drei faunistisch getrennte Stufen enthält. Die unter den Wengener Daonellen-Schichten der Val Biogno liegenden oberen Knollenkalkhorizonte sowie die obersten Lagen im Mella-Bett zeigen eine deutliche faunistische Annäherung an die cephalopodenführenden Wengener

[1] Die den Namen in Klammern beigefügten Zahlen bedeuten die Anzahl der Exemplare, sofern dieselbe 1 überschreitet.

Schichten. Sie dürften zeitlich den von Frech im südlichen Bakony als „untere Wengener“ angesprochenen Horizonten gleichkommen. Außerdem sind diese oberen Horizonte mit den von Tornquist im Vicentin beschriebenen *Nodosus*-Schichten sowie mit den von Geyer bei Sappada gefundenen *Recubariensc*-Kalken zeitlich in Parallele zu stellen. Die eigentliche *Reitzi*-Fauna ist in ihrer vertikalen Verbreitung beschränkt, wenn auch einzelne Elemente durch den gesamten Knollenkalkkomplex hindurch auftreten. Die tiefsten ladinischen Knollenkalklagen enthalten wieder eine Mischfauna, in der sich noch vereinzelte *Trinodosus*-Typen bis in diese Zeit erhalten haben. Durch den Fund eines *Ceratites subnodosus* Mojs. [non Tornquist] ist das Niveau dieses Ammoniten im Mella-Tal als übereinstimmend mit dem des Bakony-Waldes gegeben. Es liegt erheblich tiefer als das Niveau der vicentinischen *Nodosus*-Formen.

Sehr wahrscheinlich werden sich die faunistisch verschiedenartigen Horizonte auch im Gebiet der Südtiroler Dolomiten nachweisen lassen. In der Pufelser Schlucht in Gröden ist jedenfalls der obere Horizont der Knollenkalke ebenfalls eigenartig ausgebildet. Denn ein von v. Koken in den „Oberen Knollenkalken mit Pietra-verde“ — in den „Lagen unter dem Melaphyr“ — gesammeltes Cephalopodenmaterial, dessen Bearbeitung mir von Herrn Prof. v. Koken dankenswerterweise überlassen wurde, enthielt außer:

Protrachyceras Curionii Mojs.
Proarcestes Marchenanus Mojs.

und einigen noch nicht näher zu bestimmenden Arcestiden 4 Cephalopoden, die der Zone des *Protrachyceras Archelaus* angehören, die sämtlich gut erhalten und einwandfrei bestimmt sind:

Protrachyceras Archelaus Laube
— *longobardicum* Mojs.
Anolcites Richthofeni Mojs.
Joannites tridentinus Mojs.

und eine neue Form, die der Beschreibung nach mit

Joannites (?) nov. f. ind. Mojs.

zu identifizieren ist, die auch Mojsisovics von demselben Fundort bekannt ist. Außerdem stammt ein

Dinarites avisianus Mojs.

aus den „Buchensteiner Plattenkalken“ (Koken) von Bad Ratzes.

Die typischen Wengener Formen lassen keinen Zweifel über das jüngere Alter der oberen Knollenkalkhorizonte der Grödener Dolomiten bestehen. Sie zeigen vielmehr, daß wir auch in diesen Schichten Äquivalente der oberen Knollenkalke der Val Trompia, der *Recubariensc*-Kalke von Sappada und der vicentinischen *Nodosus*-Schichten erblicken dürfen. Da *Protrachyceras longobardicum* Mojs.

Stufe	Zonen-Einteilung von Mojsisovics (1882)	Val Trompia	Vicentin (Tornquist 1898)	Bakony (Frech 1903)	
Ladinisch	*Protrachyceras Archelaus*	Wengener Daonellen-Schiefer	Wengener Schichten	Füreder Kalke Hornsteinreiche Kalke mit *Joannites tridentinus*. *Protrachyceras longobardicum* u. a.	Wengener-„Buchensteiner“-Grenze nach Tornquist
	Protrachyceras Reitzi	Knollenkalke der Val Biogno mit *Protrachyceras recubariense* *Protrachyc. Curionii*	Nodosen-führende Knollenkalke	Kalke von Vamos-Katrabocza. *Protrachyceras Curionii*	
		Knollenkalk von Marcheno mit *Protrachyceras Reitzi*	Spitzkalk	Gelbe, glaukonitische Kieselkalke. *Protrachyceras Reitzi*	Wengener-„Buchensteiner“-Grenze nach Frech
		Knollenkalke von Aleno			
Anisisch	*Ceratites trinodosus*	*Trinodosus*-Zone			

zusammen mit *P. Curionii* Mojs. und *P. recubariense* Mojs. in einer Zone liegen, die jünger ist als die eigentlichen *Reitzi*-Schichten, so dürften wohl auch die Schichten, in denen Tornquist auf Sardinien *P. longobardicum* Mojs. nachwies, also der obere Nodosen-Horizont des südlichen Binnenmeeres, dieser jüngeren, der *Reitzi*-Wengener-Grenze entsprechenden Epoche zuzurechnen sein.

Diese Verhältnisse ließen sich etwa in der Tabelle auf p. 511 darstellen.

Durch genauere Profile und Sammlung fossilen Materials möchte ich diese vorläufigen Ergebnisse in den Südalpen noch weiter nachprüfen.

Königsberg i. Pr., Geologisches Institut, den 20. Juni 1913.

Besprechungen.

Alois Sigmund: Die mineralogische Abteilung. (Festschrift: Das Steiermärkische Landesmuseum und seine Sammlungen. Graz 1911. p. 171—196. Mit zahlreichen Figuren im Text und mehreren, meist farbigen Tafeln.)

Die Abhandlung gibt die Geschichte der Entwicklung der berühmten mineralogischen Sammlung des Johanneums in Graz. Sie ging hervor aus einer Mineraliensammlung, die vor hundert Jahren Erzherzog Johann den Ständen Steiermarks zu gemeinnützigem Zwecke überwies und die seitdem durch viele Geschenke des Gründers und anderer Gönner und durch Ankäufe zu einer der vortrefflichsten Anstalten dieser Art erweitert und ausgebaut wurde. Sie enthält nicht nur steirische Mineralien, sondern Vorkommen aus den verschiedensten Gegenden, namentlich auch eine Sammlung geschliffener Edelsteine und von Meteoriten. Die Textfiguren geben die Bilder der Beamten, die an der Sammlung gearbeitet haben und von denen Mohs der berühmteste ist. Auf den Tafeln ist der Hauptaufstellungssaal dargestellt, sowie eine Anzahl besonders interessanter Stufen in recht guten farbigen Reproduktionen.

Max Bauer.

Personalia.

Angenommen: Prof. Dr. **O. Wilckens** in Jena einen Ruf an die Universität Straßburg i. E. als Nachfolger von Prof. Dr. E. Holzapfel.

Gestorben: Geh. Rat Prof. Dr. **H. Credner**. Direktor des paläontologischen Instituts in Leipzig. — Geh. Rat Prof. Dr. **Hugo Laspeyres** in Bonn a. Rh.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Bemerkungen über die Unterschiede in den Angaben von Schmelzpunkten der Silikate.

Von **H. Leitmeier** in Wien.

Schmelzpunkte von Silikaten, die mittels der thermischen Methode (Aufnahme der Zeit-Temperatur-Erhitzungskurve) im geophysikalischen Institute in Washington bestimmt wurden und Werte, die durch optische Methoden namentlich von C. Doelter und seinen Schülern gefunden worden waren, weisen bedeutende Differenzen auf, die oft bis 100° betragen, in einem extremen Falle beim Anorthit sogar über diese Zahl hinausgehen.

In diesem Centralblatt hat R. Nacken[1] über Schmelzpunktsbestimmungen an Silikaten mit Hilfe der optischen Methode berichtet und hat bei seinen Untersuchungen Schmelzpunkte erhalten, die mit den Angaben der Forscher des geophysikalischen Institutes in Washington recht gut übereinstimmen.

R. Nacken schloß daraus, daß seine Versuchsanordnung Fehler vermeide, die den bisher üblichen optischen Bestimmungen des Schmelzpunktes anhaften.

Die Bestimmung der Silikatschmelzpunkte nach neueren Methoden wurde bisher fast ausschließlich von den beiden erwähnten Instituten vorgenommen und es ist in jeder Weise auf das freudigste zu begrüßen, daß nun auch von anderer Seite mit der größten Sorgfalt derartige Bestimmungen ausgeführt werden. Gerade dadurch ist ein Austausch der Erfahrungen, die mehr oder weniger unabhängig voneinander gesammelt worden sind, möglich, was für die Wissenschaft nur von Vorteil sein kann.

Es sei mir nun gestattet, auf Grund der langjährigen Erfahrung der Doelter'schen Schule einige Bemerkungen zu den Untersuchungen R. Nacken's zu machen, von denen ich wohl voraussetzen darf, daß sie, auch wenn ich zu anderen Resultaten kommen sollte, in keiner Weise als polemisch, sondern lediglich als wissenschaftlicher Gedankenaustausch aufgefaßt werden.

R. Nacken führt zunächst als Fehlerquellen der Bestimmungen mit dem Doelter'schen Heizmikroskop den Umstand an, daß bei hohen Temperaturen die Konturen des Präparates selbstleuchtend werden und daß es dadurch sehr unsicher sei, das Verschwinden der scharfen Konturen zu erkennen. Die Ränder sind meist selbstleuchtend, und erst wenn die Abrundung weit fortgeschritten ist, wird die Erscheinung (des Abrundens) deutlich.

[1] R. Nacken, Dies. Centralbl. 1913. p. 328.

Dieser Umstand erschwert allerdings die Arbeit und gibt ihr auch einen subjektiven Anstrich. Doch bei einiger Übung gelingt es ganz gut trotz dieser Erscheinung, den Schmelzbeginn zu erkennen, namentlich auch dadurch, daß man bei ununterbrochener Beobachtung deutlich das Fortschreiten dieser Erscheinung wahrnimmt. Der Schmelzbeginn wird im Heizmikroskop ja nicht allein dadurch sichtbar, daß die Konturen des Präparatteilchens verwischt werden, sondern vor allem dadurch, daß sich die Splitterchen allmählich abrunden, was namentlich bei länglichen Splittern — solche wird man bei Untersuchungen im Heizmikroskop vor allem ins Auge fassen — ziemlich leicht zu beobachten ist. Übrigens würde ja ein derartiger Fehler nicht zu niedrige, sondern zu hoch bestimmte Schmelzpunkte geben; es kann also schon deshalb ein eventueller solcher Fehler nicht die tatsächlich bestehenden Differenzen zwischen den Angaben der Schmelzpunkte erklären.

Mit vollem Rechte betont R. Nacken, daß sich durch schlechten Kontakt der Lötstelle des Thermoelementes mit der zu untersuchenden Substanz Fehler von nicht zu unterschätzender Bedeutung ergeben müßten. Bei dem Doelter'schen Heizmikroskop (Beschreibung siehe dieses Centralbl. 1900. p. 567) ist aber ein derartiger Fehler von vorneherein ausgeschlossen, da zwischen Lötknopf und dem Schälchen aus Kieselglas, das das zu untersuchende Pulver trägt, ein inniger Kontakt besteht, der vor jeder neuen Untersuchung auf das sorgfältigste geprüft wird. Außerdem hat der Ofen eine Länge von 11 cm, ist also um 3 cm länger als der, mit dem R. Nacken gearbeitet hat. Luftströmung ist durch den vollkommenen Abschluß mit zwei Kieselglasplatten ausgeschlossen.

R. Nacken denkt weiter daran, daß adsorbiertes Wasser bei feinem Pulver Verunreinigungen nach sich ziehe, die ihrerseits wieder auf den Schmelzpunkt von Einfluß seien. Ich glaube wohl kaum, daß diese überaus geringen Spuren irgendwelche merkliche Rolle spielen können.

R. Nacken denkt auch an Zersetzungserscheinungen bei langsamem Erhitzen, namentlich an das Verflüchtigen von Alkalien und die dadurch veränderte chemische Zusammensetzung der Silikate. Dies wäre eine Erscheinung, die gar wohl im Bereiche der Möglichkeit liegen würde, über die aber bei Mineralien, wie R. Nacken selbst betont, fast gar keine Untersuchungen vorliegen. Herr Prof. Stock in Breslau hatte die Liebenswürdigkeit, mich auf die Möglichkeit einer solchen Veränderung in Analogie mit den Gläsern aufmerksam zu machen. Es kann sich dabei zunächst darum handeln, daß Natrium entweicht; dann würde der Schmelzpunkt erhöht werden, da ja hoher Alkalien-Gehalt im allgemeinen einen niedrigen Schmelzpunkt bedingt. Wenn eine Zerlegung in Komponenten eintreten würde, dann wäre es sicher ganz gut denk-

bar, daß die eine niedriger schmelzen würde und ein niedriger Schmelzpunkt vorgetäuscht würde. Hier wären Untersuchungen anzustellen, die allerdings nicht leicht durchzuführen sind. Der Nachweis des Abganges des Alkalis wäre allerdings analytisch sehr einfach, der Nachweis der Spaltung und der Identifizierung der Komponenten aber wäre wohl nicht so einfach, um so mehr, als es sich dabei um keine vollständige Zerlegung handeln wird. Wie dem auch sei, bei Alkalisilikaten kann mit einer solchen Veränderung, über deren Dimensionen allerdings nicht einmal Vermutungen vorliegen, immerhin gerechnet werden. Ob aber so weit gehende Differenzen dadurch ausgeglichen werden können, bleibe dahingestellt.

Was ist aber nun die Ursache der Verschiedenheiten, die nicht geleugnet werden können?

Ich habe an einer anderen Stelle den großen Einfluß der Korngröße auf die Höhe des Schmelzpunktes von Silikaten festgestellt[1], und zwar sowohl bei langsamer, wie bei rascher Erhitzung. R. Nacken arbeitete bei seinen Bestimmungen mit Mineralplättchen, die mehrere Quadratmillimeter groß waren. Ich halte es nun für sehr wahrscheinlich, daß hierin die Differenzen der Werte R. Nacken's mit den im Institute C. Doelter's bestimmten zu suchen seien. So bestimmte ich den Adularschmelzpunkt durch sehr langsames Erhitzen mit 1145° oder rund 1150°. Der Schmelzpunkt wurde zuerst mit dem Heizmikroskop zu 1170° bestimmt. Bei der langsamen Erhitzung im horizontal gestellten Platinwiderstandsofen nach Heräus wurde durch sehr langsames Erhitzen bis zur Temperatur von 1145° fortgeschritten. Es kamen in einem Doppelschiffchen gleichzeitig zwei Korngrößen zur Anwendung, schlemmfeines Pulver und Körner, die durch ein Sieb von der Lochgröße von 4 mm eben noch durchgingen. (Nähere Angaben der Ausführung der Versuche und der Apparatur siehe in der Zeitschr. f. anorg. Chem. l. c.) Es wurde nun diese Temperatur 32 Stunden lang ununterbrochen einwirken gelassen und es hatte sich ein durchscheinendes milchiges Glas gebildet: die Schmelze war flüssig geworden. Die groben Körner aber waren nicht geschmolzen, kaum zusammengesintert. Bei einer rascheren Erhitzung ist daher eine Differenz von 50°, R. Nacken fand für Adular 1200°, durchaus nicht ausgeschlossen. Beide Adulare waren eisenfrei.

In der Fortsetzung dieser Untersuchungen arbeitete ich mit künstlichem, reinem Anorthit. Der Schmelzpunkt wurde zuerst im Heizmikroskop mit 1400° bestimmt. Darauf wurde schlemmfeines Pulver in der gleichen Weise wie der Adular erhitzt. Bei einer Temperatur von 1390° hatten sich nach sechsstündiger Erhitzung glasige Teile im Präparat gebildet, wie ich nach rascher Abkühlung unter dem Mikroskop sehen konnte. Eine weitere Erhitzung mußte wegen Gefährdung des Ofens unterbleiben.

[1] H. Leitmeier, Zeitschr. f. anorg. Chemie. 81. p. 209. 1913.

Die Amerikaner fanden für künstlichen Anorthit nach der thermischen Methode 1550°. E. Dittler fand mittelst der gleichen Methode, aber bei sehr langsamer Erhitzung, 1370°.

Anorthit vom Vesuv, vollkommen wasserhell, ergab mir neuerdings bei Bestimmung unter dem Heizmikroskop den Schmelzbeginn bei 1285°; bei 1340° war der ganze Anorthit geschmolzen. Die Erhitzungsdauer zwischen diesen Temperaturpunkten betrug 80 Minuten, die Temperatursteigerung war somit eine rasche. R. Nacken fand 1485°.

In der vorerwähnten Arbeit habe ich die Unterschiede der thermisch bestimmten und der optisch bestimmten Schmelzpunkte auf die Verschiedenheit der Methode zurückgeführt. Die rasche Erhitzung einer verhältnismäßig großen Materialmenge gibt bei der thermischen Methode stets zu hochliegende Schmelzpunkte. Die kurze Zeit der Erhitzung genügt nicht zur Überwindung der bei den meisten Silikaten recht großen Schmelzträgheit.

Beitrag zur Kenntnis der optischen Verhältnisse des Periklas.

Von **Otto Westphal** in Leipzig.

Mit 1 Textfigur.

Die Angaben über die Brechungsindizes des Periklas weichen ziemlich stark voneinander ab. Nach Sommerfeldt[1] hat man dies auf beigemengte Stoffe zurückzuführen.

Der Genannte bestimmte an Kristallen, die durch Schmelzen von MgO im elektrischen Flammenbogen erzeugt wurden:

$$\begin{aligned} n\,(\text{Rot}) &= 1{,}7298 \\ n_{na} &= 1{,}7350 \\ n\,(\text{Blau}) &= 1{,}7360. \end{aligned}$$

Ebenfalls für künstliche Periklaskristalle fand Mallard[2] die Werte:

$$\begin{aligned} n\,(\text{Li}) &= 1{,}7307 \\ n\,(\text{Na}) &= 1{,}7364 \\ n\,(\text{Te}) &= 1{,}7416. \end{aligned}$$

Für meine Untersuchungen stand mir künstlicher Periklas von Staßfurt zur Verfügung. Er zeigte durchweg das Oktaeder als 1—4 mm große, helle, ein wenig gelbliche Kristalle. Seine Analyse ergab:

MgO	99,25 %
Glühverlust	0.99 „
Unlösl. Rückst.	0.31 „
	99.55 %.

[1] Dies. Centralbl. 1907. p. 212.

[2] Bull. soc. fr. min. 1893. **16**. p. 16.

Eisen fand sich nur in geringen Spuren.

Ersichtlich lag also ein recht reiner (nur durch Bildung von Magnesiumhydroxyd äußerlich veränderter) Periklas vor, so daß also die Möglichkeit gegeben war, die dem isometrischen MgO selber zukommenden Brechungsverhältnisse zu studieren.

Brechungsindizes des Periklas im Temperaturintervall von 24°—650°.

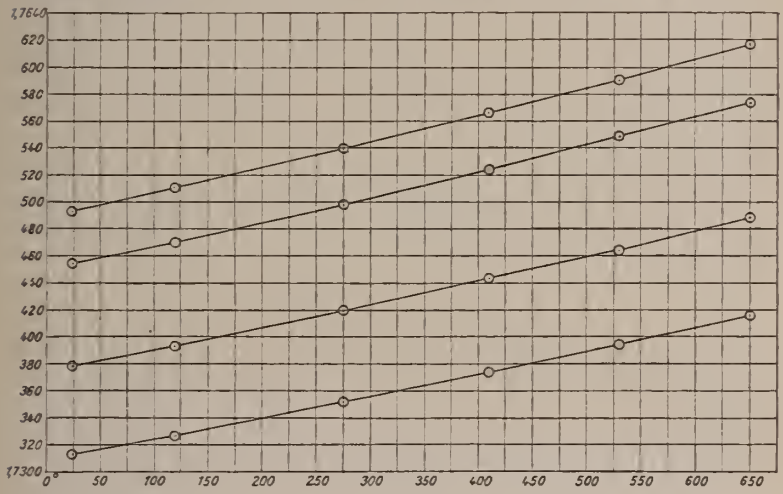


Fig. 1.

Die von mir gefundenen Werte sind noch höher als die von Mallard angegebenen. Ich stellte mit Hilfe eines Goniometers I von Fuess fest:

n (Rot, 706.5 $\mu\mu$) = 1.7313
n (Gelb, 587.6) = 1.7378
n (Grün, 501.6) = 1,7454
n (Blau, 471,3) = 1.7494.

Herr Geheimrat F. Rinne gab mir durch Überlassung einer elektrischen Heizvorrichtung zum Goniometer I von Fuess Gelegenheit, die optischen Verhältnisse des Periklas genauestens auch bei höheren Temperaturen zu studieren.

Die Herstellung der für diese Untersuchungen nötigen Prismenschliffe war insofern nicht ganz einfach, als dieselben trotz sehr gut polierter Oberflächen im durchfallenden Lichte oft nur sehr undeutliche Lichtsignale lieferten. Der Grund hierfür ist wohl in inneren Unregelmäßigkeiten zu suchen[1]. Von sieben geschliffenen Prismen erwiesen sich zwei als gut meßbar.

Der brechende Winkel wurde so gewählt, daß die Minimal-

[1] Nach Otto und J. H. Kloss glasartige Einschlüsse. (Ber. d. deutsch. chem. Ges. 1891. **24**. p. 1480; Zeitschr. **22**. p. 602.)

ablenkung ungefähr 40 Grad betrug. da der Rinne'sche elektrische Ofen des Goniometers für diesen Ablenkungswinkel eingerichtet ist.

Der Periklas ist sehr hitzebeständig; daher konnte ich bei den Messungen so hoch gehen, wie die Apparatur gestattete. Selbst im glühenden Zustande des Materials war das Bild des Signals noch gut einstellbar.

Die verschiedenen Lichtsorten stellte ich mittels eines Wülfing-schen Monochromators her; als Lichtquelle diente eine Nernstlampe.

Es ergab sich, daß die Brechungsindizes des Periklas beim Erhitzen größer werden. Die Zunahme ist ziemlich stark, der Art, daß sie sich bei einer Erhitzung bis auf 650° in der zweiten Dezimale bemerkbar macht.

Die Änderung der Brechungsindizes für die benutzten Lichtsorten verläuft nahezu geradlinig. Von Rot nach Blau zu wird die an und für sich schon ziemlich bedeutende Dispersion beim Erhitzen noch höher.

$$\begin{array}{c|l} 24^0 & n_b - n_r = 0{,}0180 \\ \hline 650^0 & n_b - n_r = 0{,}0199 \end{array}$$

In der folgenden Tabelle sind die erhaltenen Werte zusammengestellt. Mit ihrer Hilfe sind die Kurven der beigefügten Figur gezeichnet.

° C	Rot	Gelb	Grün	Blau
24	1,7313	1,7378	1,7454	1,7493
120	1,7326	1,7393	1,7470	1,7511
275	1,7352	1,7420	1,7498	1,7539
410	1,7374	1,7444	1,7525	1,7567
530	1,7394	1,7464	1,7548	1,7590
650	1,7417	1,7488	1,7573	1,7616
$\mu\mu$	706,5	587,6	501,6	471,3

Leipzig, Inst. f. Mineralogie u. Petrographie, 14. Juni 1913.

Zur Nomenklatur der Mineralvarietäten und Kolloidmineralien.

Von **Edgar T. Wherry** in South Bethlehem, Pa., U. S. A.

Obschon die mineralogische Nomenklatur sich zurzeit in weit besserem Zustand befindet als diejenige der biologischen Wissenschaften, ließe sich dieselbe dennoch unzweifelhaft in mehr fortschrittlicher Weise ausbilden. Varietäten von verhältnismäßig geringer Bedeutung bekommen recht wichtig klingende Benennungen.

und es wird daher immer schwieriger, sich auf dem laufenden zu halten.

Nachstehende Regeln werden demnach in Vorschlag gebracht zur Leitung für diejenigen, welche in Zukunft das Glück haben, neuartige Mineralien zu entdecken und zu benennen:

Die den Arten beigelegten Namen sollten umfassender sein, als es heute der Fall ist.

Varietäten sind vorzugsweise durch Präfixe zu unterscheiden an Stelle der gänzlich neuen Namen.

Dieser Plan dürfte wohl gewisse unnützliche Streitfragen zu Ende bringen, wie z. B. diejenigen betreffs der Calciumcarbonatphosphate [1]. Die vermeintlichen fünf Arten dieser Verbindungen können wohl nichts mehr als feste Lösungen sein. Der angeblich kristallinische Bau derselben widerspricht dieser Ansicht nicht, indem die Mineralien, in welchen jene Erscheinungen bekanntlich vorkommen, nämlich Magnetkies, Magneteisenerz, Nephelin — an welche, hinsichtlich der aus veröffentlichten Analysen sich ergebenden Veränderlichkeit bezw. Abweichungen, Buntkupfererz, Jamesonit, Uranpecherz, Titaneisen, Zirkon, Dufrenit, sowie viele Niobate und Titanate usw. hinzuzufügen sind —, vielfach einen entschieden kristallinischen Bau aufweisen.

Das zuerst beschriebene Calciumcarbonatphosphat war Dahllit genannt. Wenn man denselben als α-Dahllit bezeichnen würde, somit könnte Podolit β-Dahllit und die anderen γ-, δ-Dahllit usw. werden. Dasselbe Verfahren würde zweifellos große Vereinfachung in vielen anderen Fällen einführen.

Insbesondere sollten Kolloidmineralien durch ein charakteristisches Präfix bezeichnet werden, und zwar bringe ich diesbezüglich das Präfix $\varkappa$ (d. h. den Anfangsbuchstaben des griechischen Wortes $\varkappa o\lambda\lambda\alpha$) in Vorschlag, welches dem Namen für die Kristalloidform der gleichen Substanz voranzusetzen ist.

Die nachstehende Tabelle erläutert die praktische Anwendung dieses Planes.

Zusammensetzung	Gegenwärtige Namen	Vorgeschlagene Namen
$Al_2O_3 + H_2O$	Bauxit (Dittler u. Doelter) / Sporogelit (Tućan)	$\varkappa$-Diaspor
$Al_2O_3 + 2H_2O$	Bauxit der Lehrbücher	$\varkappa$-Bauxit
$Al_2O_3 + 3H_2O$	Amorpher Gibbsit	$\varkappa$-Gibbsit
$Mn_2O_3 + H_2O + X$	Psilomelan usw.	$\varkappa$-Manganit
FeS_2	Melnikowit (Doss)	$\varkappa$-Pyrit
$Fe_2O_3 + xH_2O$	Stilpnosiderit (Cornu)	$\varkappa$-Limonit usw.

Jedenfalls ist es aber an der Zeit, der unerquicklichen, unnötigen Vermehrung der Mineraliennamen Einhalt zu tun!

[1] W. Tschirwinsky, Dies Centralbl. 1913. p. 97.

Antwort auf die Bemerkungen der Herren V. M. Goldschmidt, J. Rekstad, Th. Vogt[1].

Von **Joh. Koenigsberger** in Freiburg i. Br.

Zuerst sei die Kritik, die einen Abschnitt einer mineralogischen zusammenfassenden Darstellung des Verf.'s angreift, erörtert.

Ad 2. In einem Artikel über die Paragenesis der natürlichen Kieselsäuremineralien in C. Doelter's Mineralchemie, der im ganzen auf etwa 1 bis $1\frac{1}{2}$ Bogen begrenzt sein sollte, habe ich nicht sämtliche Mineralien (Flußspat, Erze etc.), die im Nordmarkit am Tonsenplads bei Kristiania vorkommen, aufzählen können. Gerade deshalb ist das Literaturverzeichnis am Ende gegeben, damit der Leser sich über Fundorte in der Originalliteratur eingehender unterrichten kann. Wenn von dem verhältnismäßig unbedeutenden, von Herrn V. M. Goldschmidt beschriebenen Vorkommen am Tonsenplads alle Mineralien aufgezählt worden wären, so hätte dies erst recht bei den m. E. interessanteren Pegmatiten der Eläolithsyenite vom Langensundfjord, bei den grönländischen Vorkommen, ferner bei den Granitpegmatiten von Madagaskar, Barringer Hill geschehen müssen. Herr V. M. Goldschmidt hat wohl das, was auf p. 31 unten des betr. Artikels ausdrücklich gesagt ist, nicht gelesen oder ist der Ansicht, daß gerade das von ihm beschriebene Vorkommen besonders bevorzugt werden müßte. —

Essexitpegmatite werden von H. Rosenbusch in der neuesten Auflage der Mikroskopischen Physiographie weder unter dem Abschnitt Essexit, p. 390 ff., noch unter Pegmatit, p. 638 ff., erwähnt. Demnach konnten diese erst recht in einem Artikel über Paragenesis der Kieselsäuremineralien[2] unerwähnt bleiben. Die Behauptung, daß Drusenmineralien bei Essexit „wohl gänzlich fehlen", dürfte so lange zu Recht bestehen, bis der Nachweis des Gegenteils durch die Beschreibung eines anderen unzweifelhaften derartigen Vorkommens, das auch Drusenmineralien führt, erbracht ist.

Was den Zusammenhang zwischen den Granitpegmatiten und dem Nebengestein in Südnorwegen anbelangt, so habe ich versucht, bei Moss und bei Kragerö mir Klarheit zu verschaffen[3], und habe bei Moss drei verschiedene Steinbrüche bei Aaneröd, Oksenö, Halvorsröd genauer angesehen und photographische Aufnahmen gemacht. Es ist meiner Ansicht nach nicht leicht zu entscheiden, ob die Gneismetamorphose dort erst durch injizierende Pegmatite

[1] Dies. Centralbl. 1913. p. 324.

[2] Die Gesteinsmineralien sind an anderer Stelle im Handbuch behandelt.

[3] In eigenartig anmutender Weise sagen die Verf.: „Auch in dieser Abhandlung werden einige norwegische Vorkommen beschrieben, welche Herr Koenigsberger aus eigener Anschauung kennen will."

hervorgerufen ist, wie das ja vielfach nach der Anschauung der französischen und kanadischen und vieler deutscher Geologen geschehen ist, oder ob der Pegmatit in den schon fertigen Gneis eingedrungen ist. Aber wenn man auch den Standpunkt der französischen und kanadischen Geologen nicht teilt, kann man als Gelehrter diesen nicht einfach mit Worten abtun: „Gänzlich unverständlich ist uns" etc.

Wir wollen jetzt auf den geologischen Teil der Kritik eingehen.

Ad 1. Die Kontaktmetamorphose am Hörtekollen habe ich mir längs einer ost—westlichen und einer nord—südlichen Grenzlinie angesehen. Letztere ist allerdings z. T. schwer zugänglich und erfordert einige Übung im Steigen. Die Grenze ist aber da im Wald zwischen Granit und Schiefer ganz gut aufgeschlossen. Die genauen Punkte anzugeben, ist in Anbetracht der äußerst mangelhaften topographischen Unterlage der Karte p. 94 bei Herrn Goldschmidt[1], in der nicht nur die Felswände, sondern auch die Straßen und Wege fehlen, kaum möglich. Eine genaue Karte des Gebietes konnte ich mir damals nicht verschaffen. Wenn man aber nicht nur die eine pneumatolytische Kontaktzone auf der West—Ostlinie, sondern auch diese andere kennt, so wird man von einer gleichmäßigen Beschaffenheit und gleich großen Mächtigkeit der Kontaktzonen nicht reden können.

Eine Temperatur von etwa 1000° für das intrudierende Magma mag nach der Ansicht von Herrn V. M. Goldschmidt hoch sein; ich halte sie eher für niedrig. Wäre die Temperatur hoch, so hätten Einschmelzungen und Beeinflussungen des chemischen Bestandes vorkommen müssen, wie das anderorts oft geschehen. Bei Kristiania sind sie aber gerade nach den Untersuchungen von W. C. Brögger nicht da.

Was die Schieferung der Kontaktgesteine anbelangt, so scheint Herr Goldschmidt übersehen zu haben, daß ich ausdrücklich von der ursprünglichen Schieferung der Sedimente gesprochen habe, und für diese halte ich meine Behauptung unbedingt aufrecht.

Was die metamorphen Ergußgesteine am Langensundfjord anbelangt, so stimmt das, was ich p. 660[2] sage, ziemlich genau mit dem von W. C. Brögger[3] Angegebenen überein: „Diese Druckmeta-

[1] V. M. Goldschmidt, Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet Kristiania 1911.

[2] Compte rendu XI. Congrès géol. Intern. 1910. Stockholm 1912. Der Aufsatz ist im Dez. 1910 nach dem Kongreß eingesandt, die Korrektur 1912 vorgenommen worden; er wurde von mir nicht als Vortrag bezeichnet, wie schon daraus hervorgeht, daß die Literatur aus dem Guide du congrès etc. zitiert ist. Wenn das die Herren Kritiker stört, mögen sie sich den Aufsatz Ende 1912, als der Compte rendu herausgegeben wurde, in einer Zeitschrift erschienen denken.

[3] W. C. Brögger, Zeitschr. f. Krist. p. 117.

morphose hat sich jedoch vorzugsweise in den Randteilen der Linsen geltend gemacht; in den zentralen Teilen finden wir dieselbe bei weitem weniger, bisweilen fast gar nicht erkennbar". Der Unterschied in der Auffassung von W. C. Brögger und der meinigen besteht im wesentlichen nur darin, daß meiner Ansicht nach in einem flüssigen Magma [1] einseitige Druckwirkungen nicht möglich sind und nur durch das Fließen des Magmas und der verschiedenen Reibung der etwas konsistenteren, eingeschlossenen Linse die Paralleltextur der Randpartien zustande kam. Dieses ist eine Anschauung, die zuerst von den kanadischen Geologen zur Erklärung der Paralleltextur im großen herangezogen wurde.

Man kann solche Anschauungen, die auch eine zuverlässige physikalische Grundlage haben, nicht dadurch widerlegen, daß man einfach behauptet, sie entsprächen den tatsächlichen Verhältnissen nicht.

Ich möchte, da wir einmal beim Kritisieren sind, noch folgendes zu der Anwendung der Phasenregel durch Herrn V. M. Goldschmidt bemerken. Die Phasenregel ist zuerst von E. Baur [2] auf die Gesetze der Mineralassoziation, und zwar auf seine Experimente über das System Quarz-Orthoklas angewandt worden. Wie R. Brauns [3] bezügl. der Anwendung der Phasenregel durch Herrn Goldschmidt m. E. mit Recht sagt, sind solche Assoziationsgesetze nur durch direkte Experimente zu erschließen und zu prüfen. Die Phasenregel ist durchaus kein a priori allgemein gültiges, thermodynamisches Gesetz, wie Herr Goldschmidt behauptet, sondern wird in allen Fällen, in denen instabile Verbindungen auftreten, ungültig. Hierauf haben E. T. Allen, J. L. Grenshaw, John Johnston [4] und ich [5] aufmerksam gemacht. Das Zusammenvorkommen von Cristobalit und Tridymit, die Verwachsungen von Rutil mit Anatas, von Pyrit mit Markasit usw. beweisen das. In diesen Fällen ist die Erkennung der Instabilität infolge des Polymorphismus leicht möglich, und da ist es sehr auffallend, wie relativ häufig bei Temperaturen bis zu etwa 600° die Phasenregel infolge Instabilität nicht anwendbar ist. Daher wird man diese Regel höchstens auf die innere Kontaktzone und auch da nur mit aller Vorsicht anwenden dürfen.

Ad 4. Daß die Randfazies eines Tiefengesteins chemisch

---

[1] Der umgebende Eläolithsyenit zeigt verfestigt, wie er jetzt vorliegt, an diesen Stellen keine den Linsen entsprechende ausgeprägte Paralleltextur oder Zertrümmerung, sondern nur, im großen von weitem gesehen, eine schwache Fluidalstruktur.

[2] E. Baur, Zeitschr. f. phys. Chem. 42. p. 567. 1903.

[3] R. Brauns, N. Jahrb. f. Min. etc. 1912. I. p. 216.

[4] E. T. Allen, J. L. Grenshaw, J. Johnston, Zeitschr. f. anorg. Chem. 76. p. 201. 1912.

[5] N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXII. p. 101. 1911.

wie mineralogisch eine andere Zusammensetzung haben kann und auch häufig hat, müßte einem Petrographen bekannt sein. So hat z. B. der Granit quarzdioritische, augitdioritische usw. peripherische Ausbildungsformen (vergl. H. Rosenbusch, Mikr. Phys. 1. p. 88 ff.). Ob der von Narvik beschriebene anorthositische Injektionsgneis[1] die Injektionsrandfazies eines Mangerit oder die Randfazies eines Labradorit oder Norit ist, konnte ich nicht entscheiden und habe deshalb das eine Einschränkung bedeutende Wort „wohl" hinzugefügt.

Ad 3. Von meiner Auffassung der Tiefengesteine und Injektionsgneise etc. an der Küste des mittleren und nördlichen Norwegens als Aufschmelzungszone sagt Herr V. M. Goldschmidt[2], daß sie im Widerspruch mit den bisher beobachteten Tatsachen stehe. Ich muß aber daran festhalten, daß die Ausbildung der Tiefengesteine von Bergen bis nach Tromsö häufig nicht die von normalen Tiefengesteinen, Graniten, Anorthositen etc. ist, sondern daß dort sehr oft typische Injektionsgneise, Migmatite, Arterite etc. granitischer und anorthositischer Zusammensetzung auftreten, sowie ein ganzer Komplex, der den von den schwedischen Geologen als Åre- und Köli-Schiefer bezeichneten Gesteinen analog ist. Daß häufig auch Mineralien des normalen Kontaktes wie Wollastonit etc. zu beobachten sind, ist durchaus kein Widerspruch dagegen. Bei Tromsö sehen wir etwa 1 km entfernt von den von K. Endell[3] beschriebenen normalem Kontakt entsprechenden Mineralien, die durch den benachbarten Anorthosit hervorgerufen im Marmor sind, typische Injektionszonen des Anorthosits. Dieser dringt in das zu Glimmerschiefer etc. umgewandelte metamorphe norwegische Silur. Ferner findet man auch am Tromsdaltind, daß eben diese anorthositische Injektionszone Granatamphibolit und Eklogite mit den bekannten typischen Kontaktmineralien der letzteren hervorgebracht hat. Granat, Vesuvian, Wollastonit etc. findet man recht häufig in den gneismetamorph veränderten Kalklinsen der kristallinen Schiefer der Alpen, des Schwarzwaldes, des Fichtelgebirges usw. Man kann aus dem Vorhandensein dieser Mineralien durchaus nicht schließen, daß ein gewöhnlicher Tiefengesteinskontakt vorliegt.

Hauptsächlich die Kontaktmineralien in den Tonschiefern ermöglichen einen Unterschied zwischen den beiden Arten der Gesteins-

[1] Die anorthositischen Injektionsgesteine von Narvik und Tromsö sind von mir zuerst beschrieben worden; die gegenteilige Behauptung müßte von den Herren durch ein Zitat belegt werden. Daß es anorthositische Adergneise, Migmatite etc. gibt, genau so wie bei granitischem Magma, ist meines Wissens in der norwegischen Literatur nicht betont worden. Nur der Entdecker der Anorthosite in Norwegen, C. Kolderup, hat gelegentlich auf die gneisartige Textur einiger von ihm beschriebenen Gesteine aufmerksam gemacht.

[2] V. M. Goldschmidt, Videnskapssel. Skrifter. I. 1912. No. 19. Kristiania. p. 9.

[3] K. Endell, Dies. Centralbl. 1913. p. 129.

metamorphose, dem Granitkontakt, der Andalusit, Cordierit etc., und dem Gneiskontakt, der Staurolith, Disthen etc. bevorzugt.

Teilt man meine Auffassung dieser mittel- und nordnorwegischen Zonen von kristallinen Schiefern und Tiefengesteinen als einer paläozoischen Aufschmelzungszone nicht, so muß man der ganzen Zone der anorthositischen (und teilweise granitischen) Injektionsgneise und der Glimmerschiefer, in die sie eingedrungen sind und die das Gneismagma erst zu solchen metamorphosiert hat, ein höheres, etwa archäisches Alter zuschreiben. Die norwegischen Geologen haben den Komplex der betreffenden Schiefer, soweit mir bekannt, bisher als Silur gedeutet. Doch habe ich aus der Literatur und aus eigenen Beobachtungen hierüber keine absolute Sicherheit gewinnen können, und habe dies auch in der betreffenden Arbeit betont. Da müßten also in der einen oder anderen Richtung zwingende Beweise noch beigebracht werden. Bezüglich der Art der Metamorphose kann aber kein Zweifel darüber herrschen, daß nicht die normale Metamorphose im Sinne von H. Rosenbusch vorliegt, sondern dort die typischen Gesteine einer Gneisintrusion oder Aufschmelzungszone [1] oder Anatexis, wie das Sederholm nennt, vorkommen.

Ad 5. p. 327 wird des längeren behauptet, ich hätte nicht gemerkt, daß die vollständige Schichtenfolge, wie ich sie nach J. Rekstad angeführt habe, für die Gegend von Finse nicht gilt. Es ist merkwürdig, daß keiner der drei Herren, denen doch teilweise die deutsche Sprache geläufiger ist als mir die norwegische, meine kurze Arbeit so aufmerksam gelesen hat, wie das verlangt werden darf, wenn man eine Kritik ausüben will. Gleich nach Aufzählung der Schichtenfolge, p. 614, steht folgendes: „Sowohl am Hallingskarvet wie zwischen Finse und Fossli ist aber diese Folge nirgends vollständig erhalten." Gerade diese interessante Tatsache habe ich als Stütze für die Annahme einer Überschiebung verwandt.

Daß meine Beschreibung der Granitmylonite am Hardangerjökelen [2] nichts Neues bietet, ist eine recht gewagte Behauptung. Die Abhandlung von J. Rekstad wird von mir, wie auch l. c. ausdrücklich bemerkt, durchaus nicht gering, sondern als sorgfältige

[1] Was unter „Aufschmelzungszone" verstanden wird, ist l. c. auseinandergesetzt.

[2] Die Ortsnamen Lugnut und Hansedalsfjelden sind nicht durch Druckfehler verstümmelt, sondern von meinem Führer etwa so wie von mir geschrieben ausgesprochen worden. Da die bei Rekstad anders lautenden Bezeichnungen weder auf seiner noch auf einer anderen Karte der Gegend — ich konnte wenigstens mir keine verschaffen — zu finden waren, habe ich nicht gewußt, inwieweit die im Text bei Rekstad angegebenen, anders geschriebenen Bergnamen wirklich den von mir gesehenen Bergen entsprachen.

Studie in schwierig zu erforschender Gegend hoch eingeschätzt, und ich hatte absichtlich nicht auf Differenzpunkte aufmerksam gemacht, muß es aber jetzt tun. Der Verf. hat Gesteine als hälleflintartige Bergarten und als Quarzite bezeichnet, die den schönsten Typus von Granitmylouiten darstellen, wie man sie anderwärts nicht oft so deutlich sieht.

Der Übergang von diesem Mylonit (Quarzit nach Rekstad) zu den scheinbaren Glimmergneisen, Gneisen, Protoginen ist m. W. von J. Rekstad nicht beschrieben worden. Die Herren hätten das Zitat angeben müssen. Dagegen hat K. O. Björlykke von Hardangervidden ähnliche Gesteine richtig gedeutet. Von anderen Gegenden Skandinaviens sind sie schon früher durch die schwedischen Geologen, insbesondere durch Törnebohm, bekannt geworden.

Was den angeblichen Widerspruch bezüglich der Metamorphose der Gesteine anlangt, so hatte ich gesagt, daß die Hardangerdecke an ihrer Basis hoch metamorph ist, die Unterlage dagegen nicht. Wenn man ein Handstück des Granits der Unterlage bei Finse und ein Stück des sog. Gneises vom Hardangerjökelen einem Unbefangenen zeigt, so wird er ohne weiters den Unterschied erkennen. Daß der Granit der Unterlage auch eine geringe Veränderung, Saussuritisierung des Plagioklas, wie ich gefunden habe, erlitten hat, ändert an diesem Gegensatz nichts. Die Phyllitisierung der Silurschiefer ist nur eine ganz schwache Metamorphose, die z. T. wohl vor der Überschiebung erfolgt ist.

Was meine Angabe anlangt, daß die postarchäische Abrasionsfläche keine Peneplain sei, so stützt sich diese gerade auf die Zahlen von J. Rekstad. Wir finden dort Unterschiede von 1071 m bis 1420 m. Es mag ja sein, daß diese durch andere Ursachen, die gleich besprochen werden sollen, bewirkt ist, aber so einfach wie die Herren Goldschmidt und Genossen meinen, liegt der Fall nicht.

Was die Staffelbrüche anlangt, so lassen sich diese allein schon aus der Abbildung in der Abhandlung von J. Rekstad Fig. 18 herleiten. Der Autor spricht in der Überschrift von „Vertikalforkastninger", was, so viel ich weiß, zu deutsch „vertikale Verwerfungen", die wir als Brüche zu bezeichnen pflegen, bedeutet. In der Kritik sprechen die Herren nur von „Verwerfungen". Daß diese die Gneisdecken durchschneiden, habe ich weder in der Natur gesehen noch läßt sich das aus dem Profil von J. Rekstad p. 37 folgern. Es mag aber der Fall sein. Doch auch dann können die Verwerfungen silurisches Alter haben.

Die Kritik der drei Herren kann ich nur in einem Punkte anerkennen: Der Granit von Fossli hat, obwohl das gerade bei Finse nicht zu sehen ist, nach den Untersuchungen von H. Reusch, K. O. Björlykke, J. Rekstad postalgonkisches präsilurisches Alter. Das habe ich p. 612 indirekt gesagt, was ja auch die Herren

Kritiker bemerken. p. 613 hätte ich allerdings schreiben müssen: 1. Archäischer Gneisgranit oder Gneis, und zwischen 2 und 3 besonders den Granit von Fossli einschalten sollen.

Sollte einer der drei Herren einmal auf Grund seiner in Norwegen gesammelten Erfahrungen etwa den Minerallagerstätten des Aarmassivs, die ich eingehender bearbeitet habe, neue Gesichtspunkte abgewinnen, so werde ich mich bemühen, von den Ergebnissen seiner Forschung die beste Seite hervorzuheben.

Paläontologische Betrachtungen.

Von **W. Deecke.**

III. Ueber Echinoiden.

(Schluß.)

Kann man aus den Seeigeln und ihrer Verteilung etwas über Wassertemperatur, Tiefe und Strömung erschließen? Das sind Fragen, die uns nun zweitens beschäftigen sollen. Sicher ist das eine: große Meerestransgressionen bringen neue Formen, so im Mitteldevon, im Lias-Dogger, im Cenoman, im Senon, im Eocän. Wie oben gesagt, kommen meistens diese Tiere etwas hinterher, so im Lias statt im Rhät, im Turon (*Ananchytes*) statt im Cenoman, *Hemipneustes* im Danien statt im Senon. Es muß das seine Gründe in der Verbreitungsart als Larven haben, die vielleicht weniger leicht als andere verwandte Gruppen geeignete Lebensbedingungen fanden. Man denke an die ausgedehnten *Pentacrinus*-Rasen im oberen Lias α, im Lias δ, im Dogger β, die Echinoiden bleiben spärlich und kümmerlich. Ebenso ist es im deutschen Muschelkalk. Es mag ja sein, daß Crinoidenrasen nicht der geeignete Boden für die andere Echinodermengruppe ist, aber in den Zwischenzeiten des Lias könnten sie doch einmal reichlicher auftreten wie vom mittleren Dogger an. Übrigens schließen sich Crinoiden und Seeigel keineswegs aus; denn im Terrain à chailles und im Sequan leben beide zahlreich miteinander, und in der Schreibkreide ist *Pentacrinus* ungemein häufig. Seesterne kommen fast immer mit den Echinoiden zusammen vor, nur zerfallen sie leicht und entgehen daher meist der Beobachtung. In allen Juraschichten, deren Mergel ich abgeschlemmt habe, sind Platten und Armglieder vorgekommen. Aber der sandige Boden, der uns die Seesterne nebst ihrer Nahrung, den Zweischalern, am besten überliefert, ist in der Tat nicht der richtige Boden für Seeigel, so daß dort wirklich eine Art Ablösung eintritt. In den tiefen, an Nährstoff überreichen Senken der weißen Kreide gedeihen alle drei Gruppen üppig nebeneinander.

Die Tiefenzonen werden durch Seeigel schlecht bezeichnet. *Acrosalenia* lebte im flachen Wasser der Juraoolithe, *Salenia* im

tieferen Wasser der Kreide, heute in großer Meerestiefe. Dasselbe zeigt die Reihe *Holectypus, Discoidea, Echinoconus.* Dies stimmt mit der erheblichen Vertikalverbreitung der rezenten Seeigel überein. Auffallend ist aber die schwankende Horizontalverteilung, d. h. diese Tiere sind im höchsten Grade abhängig von der Fazies. Man kann mit einer gewissen Bestimmtheit sagen, daß Seeigel in den rein tonigen oder sehr fein schlammigen Sedimenten fehlen, zum mindesten stark zurücktreten. Sie kommen selten im Septarienton vor, sind kümmerlich in den *Renggeri-*, Ornaten-, *Parkinsoni*-Tonen und im Lias. Wir haben kaum Spuren in den an Belemniten und Aptychen reichen alpinen Kreideschichten, ferner in Fisch- und Cephalopoden-Schiefern. Sollten diese Sedimente so bituminös gewesen sein, daß sie mit ihren Verwesungsgasen und SH_2 die schwer beweglichen Seeigel zum größten Teil vor der rechten Entwicklung vergifteten? Das wäre ja denkbar, und zwar um so mehr, als auch nur bestimmte Mollusken darin auftreten und oft klein bleiben. Die meisten Reste sind außerdem verkiest, und das ist ja bei Seeigeln recht selten. Man könnte meinen, daß durch die Pyritisierung das Gehäuse zerstört wäre, aber die ebenso gebauten Crinoiden (*Pentacrinus*) sind trefflich in dieser Art erhalten; warum nicht auch die anderen? Sie werden eben wirklich nicht oder nicht häufig vorhanden gewesen sein. Kommen sie einmal vor, wie im Dogger ζ an einzelnen Stellen, so sind es unverkennbar Kümmerformen. — Kalkmergelboden ist dagegen das richtige Element dieser Ordnung, und dann spielt die Tiefe keine Rolle. Man denke nur an die weiße Kreide, in der zugleich die Pyritbildung recht gering und nur lokal entwickelt ist. Kalksand ist aber meistens nur in flachem Wasser vorhanden und dort entwickelt sich dann, vor allem im Tertiär, die Fülle der dickschaligen Gattungen und Arten. — Bei diesen ist daher auch sofort eine gewisse Abhängigkeit vom Klima zu beobachten. *Conoclypeus* und *Clypeaster* gehen nämlich nicht in die norddeutschen Tertiärmeere hinein, so wenig wie die Nummuliten. Auch im Miocän tritt der letztgenannte nicht aus dem mediterranen Bereiche heraus, da die Becken von Bordeaux und der Leithakalk seine nördlichsten Vorkommen bezeichnen. Im Gegensatz dazu dringen mit reicher Entwicklung *Echinolampas, Echinanthus, Hemipatagus* und andere in die Tertiärmeere Norddeutschlands ein. Später kommen Clypeasteriden auch im Cray Englands vor, wie sie in dem vielleicht etwas kühleren Wasser des jüngsten mediterranen Pliocäns erhalten blieben. — Ähnlich ist die Gastrolle des *Hemipneustes* in Maastricht, der ja eigentlich in die Hippuritenfauna hineingehört und von Süden eingewandert sein muß. Auch die jurassischen Gattungen des Oolith, die mit Korallen zusammen auftreten, halte ich für Bewohner wärmerer Meeresteile. Da nun umgekehrt die Kreide das Sediment eines tieferen Striches ist und ca. 200—300 m unter

der Oberfläche entstanden sein wird, so haben die Ananchyten und Micrasteriden wohl in geringerer Temperatur gelebt, womit die gegenwärtige Verbreitung von *Spatangus* harmoniert. Alles, was wir von Echinothuriden kennen, gehört, weil es aus der Tiefe stammt, rezent oder fossil, dem kühleren Wasser an. Leider können wir bei der Seltenheit der Reste aus diesem Resultat nichts schließen.

Mit einer Sonderbarkeit der Echinoiden weiß ich nur in beschränktem Maße etwas anzufangen, nämlich mit der unregelmäßigen horizontalen Verbreitung in früheren Formationen. Bei uns in Europa sind die wenigen paläozoischen Fundorte bald aufgezählt, in Amerika kommen einige dazu. Dann haben wir Hunderte von Ammoniten aus der Trias aller Erdteile, Echinoiden fast gar nicht. Selbst in der formenreichen Buntrias, die Böhm, Wanner, Deninger sammelten, die Muscheln in Menge neben Ammoniten und Schnecken führt, ist diese Gruppe kaum vertreten. Dabei haben dort drei Paläontologen gesammelt, nicht irgend ein Reisender, der vielleicht die ihm bekannten Ammoniten mitnimmt. Aus der Trias von Spitzbergen und der Bäreninsel, aus dem enormen, von den Österreicher Kollegen bearbeiteten indischen Material sind nur wenige Seeigel erwähnt. In den Spiti Shales und in dem überaus reichen Material von den Molukken, von Neu-Guinea, das G. Böhm und v. Uhlig herausgaben, ist von Seeigeln nichts zu finden. Wir haben einen Teil der neuseeländischen mesozoischen Fossilien zurzeit in unserem Institut; diese Tiergruppe fehlt. Ebenso sind Seeigel im alpin-mediterranen Jura nicht häufig; nur in den Riffen des Stramberger Tithons und dessen faziellen Äquivalenten haben wir sie etwas zahlreicher, desgleichen in den Flachwasserbildungen der tonigen Ammonitico rosso genannten Kalke. Es ist auffallend, daß die Algenriffe der Trias, in denen es an organischem Grus doch nicht mangelte, nur einzelne Stacheln geliefert haben. Auch in der Flyschfazies des Alttertiärs sind diese auf Nummulitenzonen oder Nummulitensandsteine beschränkt. Im Gegensatz dazu kann man sonst keine jungtertiäre Fauna irgendwoher in die Hand bekommen, ohne daß irgendwelche Reste, mitunter die Hauptmasse, aus Seeigeln bestehen. In Mitteleuropa vermissen wir seit dem Dogger diese Tiergruppe nie mehr, auch in Nordamerika ist sie entsprechend seit der Kreide vertreten, Südeuropa und Nordafrika sind in Kreide und Tertiär unerschöpflich in neuen Arten und Formen. Umgekehrt verhält sich wieder das Moskauer Jura-Becken: Ammoniten, Belemniten, Aucellen in Menge, Nuculiden und Schnecken normal, Seeigel, die man oft schon wegen des Foraminiferengehalts erwarten sollte, selten!

Deshalb klaffen in der Entwicklungsgeschichte dieser Tiere überall die großen Lücken. So klar wir durch Ontogenese und Aufeinanderfolge sehen können, ebenso sehr sind die Einzelheiten im Dunkeln, nämlich wann und wo die Regularia aus den Perisso-

echinoiden hervorgingen, wann die Irregularia entstanden, wie die Atelostomata sich herausbildeten. Dagegen erklärt sich leicht, daß bei den eingegrabenen Arten und Gattungen, also bei den Irregularien, die Zahl der Individuen in einer einzigen Schicht oft ganz besonders hoch steigt. Wo sie ihre günstigen Lebensbedingungen finden, sitzen sie nebeneinander im Boden und können „wie Kartoffeln bei niederster Ebbe gegraben werden". Das erfordert schon der Befruchtungsvorgang. Die jungen Tiere siedeln sich z. T. wieder dort an, und so entstehen Schichten wie die Marnes à Spatangues in der südfranzösischen Unterkreide, das algerische Senon, und ähnliche Seeigellagen, in denen man mit Leichtigkeit Hunderte von Individuen sammeln kann.

Aus der eben geschilderten Verbreitung ergibt sich, daß Seeigel ein ganz anderes geologisches Element sind als Ammoniten. Sie bezeichnen ungleich schärfer die Fazies, weil sie als bodenständige Formen von dieser abhängig sind und weil ihre Gehäuse nach dem Tode nicht in dem Maße vertragen werden, in den allermeisten Fällen sogar in situ im Schlamm und Sand wie zu Lebzeiten eingebettet bleiben. Im Larvenzustande wanderungsfähig durch Strömungen jeder Art, haben sie Gelegenheit, innerhalb einer bestimmten, nicht zu langen Zeit neue Wohnsitze zu erobern. Aber dies geht nur langsam vor sich und ist von vielen anderen Umständen abhängig, vor allem bei den kieferlosen Gattungen, deren Nahrung in gewisser Weise vorbereitet sein muß und die außerdem weichen Boden unbedingt nötig haben, weil weder Stachelkleid, noch dicke Schale sie vor den Feinden schützt.

Mit den Seeigeln sind aber fast immer Brachiopoden vergesellschaftet. Von den Jura- und Kreideschichten brauche ich nicht zu reden; hingewiesen sei darauf, daß die oberoligocänen Schichten vom Doberg, die miocänen und pliocänen *Clypeaster*-Bänke der Mittelmeerländer immer große Terebrateln, und zwar oft in Menge, führen. Aber auch ein Pelecypoden-Genus hat mit den Echinoiden, wenigstens in Mitteleuropa, oft dieselben Wohnsitze und daher ähnliche Verbreitung, *Inoceramus*. Im unteren Lias kommen kleine Inoceramen mit Seeigelstacheln zusammen vor, dann ist wieder *Inoceramus dubius* im Posidonien-Schiefer mit Regularien vergesellschaftet. *In. polyplocus*, der größer wird, bezeichnet das Eintreten der Irregulären und geht mit diesen durch den ganzen Dogger. Im Malm weichen beide etwas auseinander, da *Inoceramus* selten wird, aber in mergeligen Lagen trotzdem neben Seeigeln erscheint. Je höher wir in die Kreide hinaufgehen, um so enger ist diese Gattung an die Seeigelfazies geknüpft. Gleichzeitig mit ihr erlöschen oder treten zurück *Ananchytes*, *Galerites* und *Micraster*. Freilich ist dieses Nebeneinanderleben kein absolutes; dazu sind die Tiere zu verschieden, und wir beobachteten ja auch, daß im Molukkengebiet massenhaft Ino-

ceramen im Malm existiert haben, ohne Seeigelfaunen neben sich zu haben, oder daß im Quadersandstein beide sich nicht ergänzen. Umgekehrt steht es mit den Aucellen. Wo diese sich einstellen, sind Echinoiden seltener, z. B. im Moskauer Jura und Neocom, im schwäbischen Dogger ζ, im oberen Malm von Pommern und in den cenomanen Lagen mit *Aucella gryphaeoides*. Im zentralen Europa sind dies ja alles dünne Bänke, aber ich kenne aus ihnen keine Seeigel, dafür immer Belemniten und kleine Brachiopoden sowie Serpuliden.

Besonders aufmerksam möchte ich drittens auf die Variabilität der Seeigel im allgemeinen machen und im besonderen auf die einzelner Gruppen. Es ist ja zweifellos eine gewisse Konstanz im Bau vorhanden, und zwar bis in Anhängsel hinein, wie es die Stacheln sind. Man kann aus den Stacheln und deren innerem Balkenbau auf die Anwesenheit von einzelnen Gruppen in Sedimenten bekanntlich mit einem gewissen Recht begründete Schlüsse ziehen. Aber wenn man größere Suiten von Seeigeln bestimmen will, gerät man oft in peinliche Verlegenheit. *Micraster*, *Holaster*, *Toxaster*, *Echinoconus* sind solche cretacischen Genera, bei denen man bei peinlichster Sorgfalt nicht zum Ziel kommt, und zwar deswegen, weil eine Menge von Lokalvarietäten bestehen, die mit eigenen Namen versehen und nun je nach Geschmack des Autors an diese oder an jene ältere Art oder Gruppe angeschlossen wurden. Schon jene wichtigen sog. Leitformen *Micraster coranguinum* und *cortestudinarium* kann man nicht auseinanderhalten, sobald man neben den westfälischen die belgischen, nordfranzösischen und englischen Exemplare nimmt. Ebenso ist es mit *Micr. breviporus* und *Leskei*, sowie den Echinoconiden im allgemeinen. Größe, Länge, Breite, Höhe schwanken mit dem Wohnorte, also dem Medium, mit dem Alter des Individuums und mit der geologischen Altersstellung. Man sollte wirklich bei einigen wenigen Namen bleiben, weil kein Merkmal konstant ist. Sehr wichtig ist die Klinghardt'sche Beobachtung über die wechselnde Durchbohrung der Scheitelplatten; denn in der Lage und Ausdehnung des Madreporiten hatte man ein entscheidendes Merkmal der Systematik zu sehen geglaubt. Ebenso ist es mit Plattenform und Grenzen. Es muß wie bei den Cephalopoden betont werden, daß unser System z. T. auf Merkmalen aufgebaut ist, die für das Tier oft gar keine oder nur untergeordnete Bedeutung haben, oder von denen wir nicht wissen, welchen Einfluß sie auf das Leben haben. Schon früher ist von anderer Seite auf das Künstliche der Diadematiden-Systematik hingewiesen, weil Kerbung oder Durchbohrung der Stachelwarzen doch recht nichtssagende Merkmale sind, deren Betonung ganz nah zusammengehörende Formen auseinanderreißen. Diese Merkmale sind Ausdruck für die Befestigung der Stachelmuskeln, und werden diese etwas anders in Anspruch genommen

durch abweichende Lebensweise, so müssen sich eben die Ansatzstellen etwas ändern. Das ist aber kein Grund für eine prinzipielle systematische Trennung der nahverwandten Formen. Dasselbe gilt bei den Irregulären von der Länge, Vertiefung, Breite der Ambulacren und vielleicht auch von der Entwicklung der Fasciolen, die bei ganz ähnlichen Formen bald vorhanden sind, bald fehlen, zum mindesten außen undeutlich bis unsichtbar werden, also vielleicht bei einer bestimmten Lebensweise nicht oder nur untergeordnet funktionieren. Dann muß man jetzt die Stücke gleich in zwei Gattungen scheiden. *Epiaster*, *Schizaster* stellen ein wahres Kreuz dar, wenn man Suiten ordnen will. Stolley hat z. B. in der Lägerndorfer Kreide eine Anzahl von Varietäten mit besonderen Namen unterschieden. Bei einer größeren Serie lassen sich die Dinge gar nicht trennen. Das ist gerade so, als ob man aus dem bekannten *Dysaster ellipticus* des Terrain à chailles im Oxford des Schweizer Jura je nach der Form des Scheitelschildes neue Arten machen wollte. Die Gehäuse strecken und verflachen sich mit dem Alter und ändern deshalb die Zahl und vor allem die Gestalt der Scheitelplatten.

Damit komme ich auf einen zweiten wunden Punkt der Systematik. Wie steht es eigentlich mit den jungen Individuen? Wir haben davon sehr wenig. Nur in verhältnismäßig geringen Grenzen schwanken die in den Sammlungen vertretenen Stücke. Ich habe mich schon jahrelang nach jungen *Echinobrissus* umgesehen. Kleiner als 1 cm Länge und Breite habe ich solche nie gefunden und diese nur in einzelnen, besonders reichen Schichten wie im Dogger Lothringens. Niemals sind mir beim vielfachen Abschlemmen jurassischer oder cretacischer Mergel derartige Dinge vor die Augen gelangt. Nur bei Maastricht und in manchen tertiären Sedimenten, wie Pariser Grobkalk, trifft man wirklich junge Individuen oder wenigstens solche, die es sein können. Der einzige, welcher schon früh wie immer mit Sorgfalt und Verständnis die Frage behandelt, ist Quenstedt. In seinem Atlas über die Echinoiden bildet er kleine Exemplare von *Holectypus*, *Echinobrissus* und anderen ab. Aus diesen Figuren sieht man, wie sehr die Gestalt mit dem Alter schwankt. Hat man nun reichere Seeigelfaunen mit kleinen Individuen neben großen, so liegt da eine weitere Schwierigkeit: wir wissen nicht, welche zu erwachsenen Arten hinzugehören. In den meisten Fällen sind es Irreguläre, und diese ändern ihren Habitus und viele systematisch wichtige Merkmale mit dem Wachsen. Genitalplättchen sind anfangs nicht vorhanden oder nicht durchbohrt, die Ambulacren nicht vertieft oder verkürzt. Ganz junge *Schizaster* sollen sogar regulär aussehen. Sehr merkwürdig ist mir immer gewesen, daß unter den Tausenden von Ananchyten, die aus der Rügener Kreide durch meine Hände gegangen sind, nicht ein einziger kleiner als 3—4 cm war. Auch in den Feuersteinen

habe ich nie ein solches Stück eingebettet gefunden, nur lose als Diluvialgeschiebe kenne ich Flintsteinkerne von 2 cm Länge, und dabei ist man nicht sicher, daß es nicht *Anauchytes sulcata*-Individuen sind. Ich habe seinerzeit aus alten Rügener Schlämmrückständen alle möglichen kleinen Formen in Menge ausgelesen, die kleinsten Brachiopoden (*Argiope*, *Terebratulina*) und Foraminiferen; aber Seeigel fehlten dabei bis auf kleine Salenien, die jedoch ausgewachsen gewesen sein können, da diese Formen oft klein bleiben. Vielleicht sind die jungen Gehäuse so zart gewesen, daß sie ganz verfielen, weil die Platten nur lose durch Haut verbunden waren und nicht zusammenhielten. Das vermute ich, weil bei Galeriten größerer Form die obere Hälfte der Schale nur aus unvollkommen verbundenen Platten mit sogar sechsseitigem Umriß oft besteht und beim Fossilisationsprozeß leicht auseinander weicht, so daß sich sowohl die einzelnen Plattenreihen als auch die Asseln voneinander lösen. Diese nicht ausgewachsenen Platten sind sechsseitig wie bei den Perissoechinoiden, so daß aus isolierten Tafeln nicht auf das Vorhandensein dieser Gruppe geschlossen werden darf. Es wäre wohl der Mühe wert, dieser Frage in einem geeigneten Spezialfalle nachzugehen, z. B. im Pariser Grobkalk zu konstatieren, wie die Jungen zu *Echinanthus* und *Echinolampas* aussehen. Für diese Dinge hat Zittel eine Empfindung gehabt, wenn er bei den Clypeasteriden (**1**. p. 519) sagt: „Auffallenderweise gleichen die ältesten Formen (*Echinocyamus*, *Fibularia* etc.) den Jugendzuständen späterer Gattungen". Ja, sind sie es nicht auch oft? Es kommt bei diesen Formen darauf an: ist ein Gebiß vorhanden oder nicht? Und wie ist das Gebiß bei jungen Clypeasteriden entwickelt? Ist es erhaltbar? Sonst sind wir gar nicht imstande, diese kleinen Formen von den Echinolampiden zu trennen. Quenstedt bildet bei kleinen Fibularien Auriculae ab, also das sind wirkliche Clypeasteriden. — Übrigens sind auch junge *Cidaris* und *Hemicidaris* selten. Bei den Regulären, die doch von Anfang an ziemlich gleiche Form haben, ist dies recht auffallend.

Die Entwicklungsgeschichte der Seeigel ist in ihren Grundzügen klar, aber die Einzelheiten sind dunkel. Auch das kommt wie überall durch die große, noch unausgefüllte Triaslücke. Später bringen cenomane und alttertiäre Transgressionen neue Formen. Die sonderbaren europäischen Triasgattungen (*Tiarechinus*) können wir nirgends einordnen. Die große Zahl von langlebigen Gattungen in der heutigen Tiefsee könnte auf die Vermutung bringen, daß von dort aus durch die Larven eine Besamung der flacheren Küstengewässer wiederholt erfolgt sei, und daß uns der Stammbaum nur deshalb so lückenhaft erscheint, weil wir wirkliche Tiefseeablagerungen so wenig haben. Die einzelnen Spezies halten immer nur sehr kurz aus, was ja z. T. an unserer engen Begrenzung der Art liegt. Sie sind aber, wie oben betont, wohl in der Tat an ziem-

lich enge Existenzbedingungen geknüpft oder, wenn nicht, so variabel, daß man sie zu sehr zerschlagen hat.

Es gibt jedoch eine Anzahl ganz deutlicher genetischer Reihen. Eine solche habe ich schon erwähnt, die vom variabeln turonen *Ananchytes striatus* durch den Typus *A. ovata* zu *A. sulcata* im Danien führt und alle Übergänge darbietet. So sind auch die jurassischen *Echinobrissus* miteinander verbunden und die obercretacischen *Micraster* in allen Nebenlinien. Die mit dem geologischen Alter abnehmende Größe ist außer bei *Ananchytes* sehr deutlich bei *Echinobrissus* (*E. minimus* im französischen Emscher) und bei *Echinoconus*, dessen Formen im Turon größer sind als im Senon, und der im Danien fast fehlt. Gerade der Gegensatz zu den gleichbleibenden *Micraster* dieser Schichten zeigt, daß die letztgenannten noch in der Entfaltung sind und ihre Vorfahren (*Toxaster*) erheblich in ihren Maßen übertreffen. Im Tertiär von Europa nehmen vom Danien an die Echinolampiden sukzessiv an Größe zu bis zum Oberoligocän, um dann wieder kleiner zu werden.

Große Bedeutung ist fast immer auf die untercretacischen mehrreihigen Cidariten (*Tetracidaris*) als Rückschlag in paläozoische Perissoechinoiden gelegt. Ich zweifle an diesen Beziehungen, weil ein fundamentaler Unterschied vorhanden ist. Bei allen Cidariten stehen die Platten mit den großen Stachelwarzen alternierend, auch bei *Archaeocidaris*; das ist schon erforderlich, damit die Stacheln Platz zur Bewegung haben. Bei *Tetracidaris* liegen die überschüssigen beiden äußeren Reihen gleich hoch neben den entsprechenden inneren, welche alternierend stehen wie normal. Die plötzliche Reduktion gegen den Scheitel ist auch sehr auffallend. Es macht eher den Eindruck, als sei bei der Kugelgestalt die Interambulacralplatte nach der Peripherie zu lang geworden und in zwei Stücke zerfallen. So etwas kommt auf der Unterseite von Spatangiden am Plastrum und dessen breiten Seitenplatten vor. Zu einem gleichmäßig sechsseitigen Umriß wie bei den paläozoischen Seeigeln bringen es auch die *Tetracidaris*-Platten nicht, sondern es sieht aus, als wäre eine geradlinige Naht vorhanden gewesen, die beim weiteren Wachstum der Platten sich etwas umgebildet hätte. Auch hier macht sich der Mangel an jungen Tieren recht bemerkbar.

In diesem Artikel habe ich also versucht, die Form mancher Seeigel und vor allem vieler ausgestorbener Gattungen durch die Lebensweise und die Anpassung an Boden und Nahrung zu erklären. Foraminiferenreiche oder sonstige, viel organische Reste führende Sedimente sind das eigentliche Lebenselement der Echinoiden, von denen die Regularia in Riffen besonders gedeihen, die Irregularia an Strandsande oder an weichen Untergrund gebunden sind. Unverständlich bleibt die Herkunft der Echinoiden im Dogger, ungelöst ist die Frage der jungen Individuen und verkehrt ist nach meiner

Ansicht jede Systematik und Artentrennung, die der Variabilität mancher Gruppen und ihrer Anpassung an bestimmte Lebensweise nicht gerecht wird. Die Seeigel bezeichnen schärfer als Ammoniten die Fazies, weil sie vom Untergrunde abhängig sind. Aber um darin zu vollem Verständnis zu gelangen, müßten weit mehr rezente Arten auf ihre Lebensbedingungen untersucht werden.

Freiburg i. Br., Mai 1913.

Beiträge zur Geologie von Hellas und der angrenzenden Gebiete.

Herausgegeben von **Carl Renz** und **Fritz Frech.**

22. Geologische Untersuchungen in Epirus.

Von **Carl Renz.**

Im Juni dieses Jahres unternahm ich eine mehrwöchentliche Forschungsreise durch das früher türkische, jetzt von den Griechen okkupierte und der Kultur erschlossene südliche Epirus[1].

Das bereiste Gebiet wird begrenzt im Norden durch das Kalamastal, im Osten durch das Vyrostal und im Westen durch das Ionische Meer.

Der westliche Bezirk bis zur Niederung von Paramythia gehörte zu den bisher noch gänzlich unerforschten Gebieten Europas; der östliche Teil wurde längs der angegebenen Grenzen von A. Philippson auf den Strecken von Paramythia nach Jannina und von Jannina nach Arta begangen[2], war also auch noch so gut wie unbekannt.

Diese mangelhafte Kenntnis des Landes hatte vor allem ihren Grund in der allgemeinen Unsicherheit zur Zeit der türkischen Verwaltung.

Meine Untersuchungen ergaben, daß das ganze Gebiet, sowohl in seinem Gebirgsbau, wie in seiner faziellen Ausstattung der Ionischen Zone angehört.

Ich teilte die hellenischen Gebirge bis jetzt in fünf verschiedene Gebirgszonen[3], auf die ich hier in dieser vorläufigen Mitteilung nicht näher einzugehen brauche. Die westlichste dieser Gebirgszonen ist die Ionische Zone, zu der auch, wie gesagt, das neu erforschte Gebiet gehört.

---

[1] Im nördlichen Epirus und in Südwestalbanien hatte ich schon früher einige Rekognoszierungstouren unternommen. Vergl. Carl Renz, Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoicum und Paläozoicum. Jahrb. der österr. geol. Reichsanst. 1910. **60**. p. 614—630.

[2] A. Philippson, Reisen und Forschungen in Nord-Griechenland. III. Zeitschr. der Ges. für Erdkunde. Berlin 1896. **31**. p. 215—294.

[3] Carl Renz, Über den Gebirgsbau Griechenlands. Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. 1912. **64**. Monatsber. No. 8. p. 437—465.

Die ältesten Gebirgsglieder bestehen aus lichten Kalkmassen, die von der Obertrias bis an die Oberkante des Mittellias in gleicher Entwicklung durchgehen. In der Trias treten auch dolomitische Partien auf.

Der triadische Anteil ist als Äquivalent des Dachsteinkalkes, bezw. Hauptdolomites zu betrachten. In Hellas reicht die gleiche Fazies nur höher herauf. Ich bezeichnete diese Entwicklung als Ionischen Dachsteinkalk oder als Pantokratorkalk (nach einem typischen Vorkommen auf der Insel Corfu). Zu diesen Kalken gehört die Hauptmasse der epirotischen Kalksteine; sie stellen hier das wichtigste gebirgsbildende Element dar.

Ueber diesen Kalkmassen folgt konkordant der fossilreiche Oberlias.

Der Oberlias ist entweder in der Fazies von roten, tonigen Knollenkalken und Mergeln mit reichen Ammonitenfaunen oder als Posidonienschiefer und Posidonienhornstein mit *Posidonia Bronni* Voltz entwickelt.

Der Unterdogger zeigt in petrographischer Hinsicht ebenfalls diese beiden Ausbildungsarten. Die knolligen Bildungen enthalten spärlich verteilte Ammoniten, die dichteren Schiefergesteine sind hier fossilfrei. Die höheren Zonen, die meist durch dünngeschichtete Kalke repräsentiert werden, wurden bisher paläontologisch noch nicht nachgewiesen.

Allenthalben verbreitet sind dagegen wiederum die Posidonienhornsteinplatten des oberen Doggers mit *Posidonia Buchi* Roemer und *P. alpina* Gras. Hinsichtlich der Speziesbezeichnung der Dogger-Posidonien verweise ich auf meine früheren Ausführungen in Carl Renz, Geologische Forschungen in Akarnanien (N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXII. p. 394).

Auf Corfu und in dem gegenüberliegenden Küstengebiet folgen diese charakteristischen Bildungen unmittelbar über den Kalken mit *Stephanoceras Humphriesianum* Sow.

Von den Posidonienhornsteinplatten ab aufwärts herrscht zunächst noch dieselbe Entwicklung, jedoch ohne Fossilien, abgesehen von selten vorkommenden Aptychen.

Ueber dem Hornsteinkomplex, der überall im Gelände durch seine gelbe Farbe auffällt, folgt durch Einschaltungen von Plattenkalken und Kalkschiefern ein durch Wechsellagerung verbundenes Schichtensystem dieser drei Fazieselemente, das sogenannte Vigläskalksystem, wie diese Bildung nach einem typischen Vorkommen der Insel Corfu genannt wird. Die Vigläskalke sind eine zahlreiche Stufen umfassende, aber äußerst fossilarme Bildung. Infolge ihrer Fossilarmut ist eine nähere Horizontierung unmöglich. Von Fossilien sind nur Aptychen und unbestimmbare Ammonitenabdrücke bekannt, und zwar in den Äquivalenten, die dem alpinen Malm entprechen.

Der Vigläskalkkomplex wird direkt durch den Rudistenkalk

überlagert, und zwar ohne Diskordanz. Die Vigläskalke umfassen daher nicht nur den Malm, sondern auch die Unterkreide.

Der Rudistenkalk geht nach oben hin in den mehr plattigen Nummulitenkalk über, dem seinerseits konkordant der weitverbreitete eocäne bis oligocäne Flysch aufruht. Zwischen Flysch und Neogen liegt eine ausgedehnte Diskordanz.

Neogene Bildungen sind in dem hier beschriebenen Gebiete nur sehr wenig verbreitet und auf die Ränder des Golfs von Arta und den Küstenstreifen am Ionischen Meer (z. B. bei Parga) beschränkt.

Eruptivgesteine fehlen; nutzbare Minerale dürften in abbauwürdiger Menge nicht vorhanden sein.

Das Gebiet zwischen Vyrostal und Meer wird von drei Flyschzonen durchzogen; den Zonen von Derwitzana, von Paramythia und von Margariti. Die erstere nimmt einen breiten Streifen ein. Die beiden letzteren sind nur in Fragmenten erhalten und werden durch mit Schwemmland erfüllte, längsgerichtete Becken (die griechisch als Kampos bezeichnet werden) unterbrochen. Die Flyschzonen bilden orographisch längsgerichtete Einsenkungen und auch tektonisch im ganzen Faltenmulden.

Zwischen den Flyschzonen erheben sich parallel orientierte Kalkketten, die nach Westen übergelegte Falten darstellen. Der Liegendschenkel ist meist zerrissen und der Dachsteinkalk als Kern der Längsfalten direkt nach Westen zu auf den Flysch der erwähnten Flyschzonen überschoben.

Die Ostschenkel der Falten sind regelmäßig gebaut. Sie werden jeweils am entgegengesetzten Rande der Flyschzonen konkordant von den Flyschgesteinen überlagert.

Darunter folgt dann in normaler Lagerung die ganze geschilderte Schichtenfolge bis herunter zum Dachsteinkalk.

Ein Querschnitt durch die Lakkakette, die Berge von Suli und die Ketten von Margariti und Smokowina zeigt ein Profil nach Art der Schuppenstruktur.

In einem etwas weiter nördlich, etwa in der Breite der Olytzika durchgelegten Profil sind infolge von Ungleichheiten des Horizontalschubes z. T. auch noch die mehr oder minder übergelegten Westflügel der überkippten oder schiefen Falten zu sehen.

Die Faltungen des Gebirges sind in die Zeit zwischen den jüngsten Ablagerungen des Flysches und den ältesten Niederschlägen des Neogens zu verlegen. Später hat dann die jungtertiäre bis quartäre Bruchperiode das ganze Faltengebirge in Schollen zertrümmert. Ihr sind namentlich jene Binnenebenen zu verdanken, an denen Epirus verhältnismäßig reich ist.

Betrachten wir zunächst die beiden westlichen Kalkketten, die ich auf der Route von Paramythia über Kaïtsa—Dragani—Kurtesi—Mazaraki—Dobrad—Smokowina—Arpitza—Agyja—Margariti—Karwunari—Paramythia kennen lernte.

Paramythia liegt am Westabfall der Kurilakette, und zwar im Flysch, der gegen das Gebirge zu unter den darüber liegenden, überschobenen Dachsteinkalk des Kurilakammes einfällt.

Westlich unterhalb von Paramythia dehnt sich der längsgerichtete Kampos von Paramythia aus. Am Westrande dieses Kampos erhebt sich eine weitere Kalkkette.

Der Weg von Paramythia über Kresta nach Kaïtsa führt nach Überschreitung des Kampos zunächst im Dachsteinkalk des H. Iliasberges, am Hang oberhalb der Polje Chodochowa, nach Westen zu aufwärts und dann hinüber über eine niedrige Höhe in eine Talmulde, die vom Paß zwischen Kaïtsa und dem Paramythia-Kampos herabkommt.

Die Nordhänge dieser Mulde bestehen aus Dachsteinkalk; darüber lagern nach Süden zu die weicheren Gesteine des Oberlias und Doggers. Die besten Aufschlüsse finden sich oben auf der Paßhöhe.

Hier liegen über den Dachsteinkalken des H. Iliasberges:

1. gleichgefärbte, dünngeschichtete Kalke, z. T. schon von etwas knolliger Struktur mit roten Flecken;
2. graue Kalkschiefer, mit zwischengeschalteten roten Lagen;
3. rote und rot und graugefleckte, dünngeschichtete Knollenkalke; dazwischen auch rein tonige Partien. Diese roten Bildungen enthielten neben *Posidonia Bronni* Voltz eine prachtvolle Ammonitenfauna. Es handelt sich im wesentlichen um folgende oberliassische Arten:

Hildoceras comense Buch
— *Lilli* Hauer
— *serpentinum* Rein.
— *boreale* Seebach
— *rheumatisans* Dum.
— *tirolense* Hauer
— *bifrons* Brug. u. Varietäten
— *Levisoni* Simps.
— *Bayani* Dum.
— *Mercati* Hauer
— *quadratum* Haug
— *Chclussii* Parisch et Viale
— *Catarinae* Parisch et Viale
Harpoceras subplanatum Oppel
— *fallaciosum* Bayle
— *falciferum* Sow.
— *striatulum* Sow.
Polyplectus discoides Zieten
Haugia variabilis Sow.
Coeloceras annulatum Sow.
— *aculeata* Parisch et Viale
Coeloceras Linae Parisch et Viale
— *Desplacei* Orb.
— *crassum* Phil.
— *Choffati* Renz
— *Meneghinii* Bonar.
— *anguinum* Rein.
— *Gemma* Bonar.
Lytoceras cornucopia Young et Bird
— *sepositum* Menegh.
— *spirorbe* Menegh.
— *dorcade* Menegh.
— *rubescens* Dum.
— *Cereris* Menegh.
— *Villae* Menegh.
Phylloceras heterophyllum Sow.
— *Nilssoni* Hébert und Varietäten.
— *Borni* Prinz
— *Spadae* Menegh.

Östlich unterhalb dieses Passes wurden in z. T. senkrechtstehenden analogen Schichten noch folgende Arten aufgesammelt:

Polyplectus discoides Zieten	*Hildoceras comense* Buch
Hildoceras Levisoni Simps.	— *Bayani* Dum.
— *tirolense* Hauer	*Phylloceras heterophyllum* Sow.

4. Nach oben zu gehen diese roten Bildungen in graue, mehr dichtere Lagen über, die das Zwischenglied zwischen den roten Ammonitenschichten und den darüberliegenden Posidonienhornsteinplatten des oberen Doggers bilden. Die Kalke 4 repräsentieren daher den unteren und mittleren Dogger.
5. Gelbe Hornsteinplatten des oberen Doggers mit *Posidonia Buchi* Roemer und *P. alpina* Gras. Die Posidonienschichten liegen an der Basis eines ziemlich mächtigen Hornsteinkomplexes, der in der gleichen stratigraphischen Stellung überall in der Ionischen Zone wiederkehrt.

Das Streichen der ganzen Schichtenfolge ist N 30° O gerichtet, das Fallen 45° nach Südost.

Nach Westen zu wird der Zusammenhang der Gebirgsglieder durch den Einbruch des Poljes von Kaïtsa—Dragani unterbrochen. Das Polje ist auf drei Seiten, nämlich im Norden, Westen und Süden von Dachsteinkalkgebirge umgeben, nur auf der Ostseite liegen die weicheren Hornsteinhügel des eben beschriebenen Profils. Die Hornsteine bilden hier eine Mulde. Am Einschnitt östlich Dragani treten demnach jedenfalls wieder die roten Oberliasbildungen zutage. Zwischen Dragani und Kurtés (Kurtesi) herrscht Dachsteinkalk.

Hierunter kommen in der Linie Ramada—Kurtés erneut die roten tonigen Knollenkalke und Mergel des Oberlias hervor und hierunter die höheren Kalke und die Posidonien-Hornsteinplatten des Doggers. Die Schichten lagern also hier in einer nach Westen übergelegten Falte in umgekehrter Reihenfolge. Daher durchquert der Weiterweg bei südöstlichem Einfallen der ganzen Schichtenfolge (Streichen N 50° O) die unter den Hornsteinkomplex einfallenden Plattenkalke und Hornsteine des Vigläskalksystems, Rudisten- und Nummulitenkalke, unter die dann die Gesteine der Flyschzone Mazaraki—Margariti einfallen.

Es handelt sich somit um eine nach Westen überhängende, den Flysch überfaltende Antikline, deren Kern aus Dachsteinkalk (vom stratigraphischen Umfang der Jonischen Zone) besteht.

Im Ostflügel folgt in regelmäßiger Reihenfolge darüber der Ammoniten führende Oberlias und Posidonien führende Dogger im Osten von Kaïtsa—Dragani. In der Linie Ramada—Kurtesi liegen die gleichen Bildungen, sowie die höheren Vigläskalke, Rudisten- und Nummulitenkalke in umgekehrter Reihenfolge unter den Dachsteinkalken. Nur an dem hohen Berg Malikladi (nordwestlich

von Ramada) dürfte die Überkippung der Fernsicht nach weniger stark gewesen sein.

Dieses Profil wird durch einen Durchschnitt von Margariti über Karwunari nach Zelessos in wünschenswerter Weise ergänzt. Margariti besitzt vom geologischen Standpunkt aus dieselbe Lage wie Paramythia; es liegt im Flysch am Westrand des Kampos von Margariti. Über dem gegen das Gebirge zu einfallenden Flysch folgt direkt der den Kamm östlich Margariti zusammensetzende, hier meist nach Westen überschobene Dachsteinkalk. Südlich Margariti haben sich an der Grenze auch noch Reste des Mittelschenkels, wie Posidonienhornsteine des Doggers und Plattenkalke erhalten.

Östlich des Kammes von Margariti — es tritt hier auch Dolomit auf — folgt bei Karwunari in regelmäßiger Lagerung die normale Schichtenfolge des Ostflügels der Falte zwischen den längsgerichteten Becken von Margariti und Paramythia.

Oberhalb Karwunari lagern über dem Mittellias in Dachsteinkalkfazies:

1. Graue, dünngeschichtete, etwas knollige Kalke, bisweilen violettrot gefärbt (etwa 3 m).
2. Graugelber, bezw. blaugrauer Mergel und blätteriger Schiefer ($1^1/_2$ m).
3. Dünngeschichtete, schieferig-tonige, blaugraue Kalke (etwa 2 m).
4. Rote Tone und zwar meist dickere rote, kalkige Tonlagen, dazwischen aber auch schieferig-blätterige Partien, sowie eine graue Zwischenlage (etwa 5 m). Die roten Tone enthalten *Posidonia Bronni* Voltz.
5. Rot und grau gefleckte, dünngeschichtete knollige Kalke; unten mit *Coeloceras subarmatum* Young et Bird bezw. Var. etc.; oben mit roten Hornsteinzwischenlagen. Der etwa 5 m haltende Komplex enthält oben auch gelbliche Kalklagen, aus denen ein nicht näher bestimmbarer *Erycites* stammt, er repräsentiert z. T. den unteren Dogger.
6. Graue geschichtete Kalke mit grauen Hornsteinzwischenlagen (etwa 4 m).
7. Graue, gelb verwitternde Hornsteinplatten mit *Posidonia Buchi* und *P. alpina*.
8. Gleichartige Hornsteinplatten.

Diese Oberlias-Doggerbildungen streichen dem ganzen Hang oberhalb des Dorfes Karwunari entlang.

Gegen den Kampos von Paramythia zu folgen über dem Hornsteinkomplex die Plattenkalke und Hornsteine des Vigläskalksystems (Streichen N 30 bis 40^0 W; Fallen 45^0 nach Nordost), und hierüber Rudistenkalke, die ihrerseits von plattigen Nummulitenkalken eingedeckt werden und mit etwa 45^0 nach Nordost gegen den Kampos zu geneigt sind. Die eocänen Plattenkalke fielen dann jedenfalls unter den Flysch der seiner Zeit vollständigen Flyschzone

von Paramythia ein, dessen Gesteine sich aber heute nur noch am Ostrande des Kampos erhalten haben. Der Ostflügel der Falte zwischen den Flyschzonen von Paramythia und Margariti zeigt hier demnach eine regelmäßigere Lagerung, als bei dem nördlicheren Durchschnitt von Paramythia über Kaïtsa nach Mazaraki.

Östlich Mazaraki treten im Westen der Flyschzone die Nummuliten- und Rudistenkalke der nächst westlicheren Falte hervor. Die nächst tieferen Gesteine des Vigläskalksystems und des Hornsteinkomplexes haben jedoch durch die Erosion des Baches von Mazaraki stark gelitten, doch gelang es mir, an den Hängen im Westen von Mazaraki gleichfalls die Posidonienhornsteine des Doggers nachzuweisen. Südlich Mazaraki erstreckt sich ein weiter Kampos, der aber von jenem von Margariti durch eine Hügelwelle getrennt wird.

Bei Smokowina, das an dem Gebirgshang im Süden des Kampos gelegen ist, konnte wieder ein vollständiges Profil durchschritten werden. Die Quelle von Smokowina entspringt aus steil nordöstlich fallenden Vigläskalken, während der hohe Bergzug im Süden des Dorfes Smokowina aus Dachsteinkalken besteht. Dazwischen streichen die Dogger- und Oberliasbildungen hindurch, während über dem Vigläskalk bei der Quelle gegen das Becken von Margariti zu jedenfalls Rudistenkalke und Nummulitenkalke folgen.

Die letzteren bilden z. T. wohl die bereits erwähnte Bodenschwelle zwischen den Becken von Mazaraki und Margariti. Hier ist vermutlich die Schichtenfolge in einem vollständigen Profil erhalten.

Einen guten Überblick über die Entwicklung des Oberlias und Doggers von Smokowina erhielt ich auf der Strecke von Smokowina nach Arpitza. Der Weg führt in einer Schlucht nach Westen zu aufwärts; in dieser Schlucht stehen zunächst die Posidonienschichten des oberen Doggers an.

Die Posidonien *(Posidonia Buchi* und *P. alpina)* bedecken in besonders guter Erhaltung die gelben Schichtflächen der dunklen Hornsteinplatten, sowie der gelblichgrauen Kalkschiefer. Verhältnismäßig sehr schöne Exemplare beobachtete ich in einer grauen porösen Zwischenlagerung, die ich in gleicher Entwicklung auch schon auf der Paganiahalbinsel gegenüber von Corfu angetroffen hatte. Die in der Schlucht westlich Smokowina aufgeschlossenen Posidonienschichten streichen N 30° W und fallen 30° nach Nordost. Darüber folgt die Masse der höheren gelben Hornsteine und hierüber der Vigläskalk bei der Quelle von Smokowina.

Unter den Posidonienschichten des Doggers liegen in der Schlucht westlich Smokowina in Konkordanz:

1. Etwa 15 m umfassende, dünngeschichtete gelblichgraue Kalke, unten von knolliger Struktur, darunter auch rein knollige, etwas kompaktere Lagen. Letztere enthalten spärliche Ammoniten, wie Harpoceraten etc.

2. Vorwiegend rote, z. T. aber auch rot und grau gefleckte plattige Knollenkalke mit Oberlias-Ammoniten. Gegen unten herrscht roter Ton vor.
3. Mittellias in der Fazies des ionischen Dachsteinkalkes.

Die letzteren Kalke bilden mit gleichem Einfallen den Gebirgskamm im Westen, den der Weg nach Arpitza überschreitet, sowie die Höhen im Süden von Smokowina. Die roten Oberliassedimente und die Posidonienhornsteine ziehen einerseits oberhalb Smokowina weiter nach Südosten, andererseits aber auch nach Nordwesten und hängen zweifellos mit den Posidonienhornsteinen etc. im Westen von Mazaraki zusammen. Besonders gute Aufschlüsse finden sich noch in einem von Südosten herabkommenden Seitental (westlich bezw. südwestlich Smokowina). Aus den roten Oberliasbildungen wären unter anderen folgende Ammonitenspezies anzuführen:

Coeloceras aculeata Parisch et Viale
— *anguinum* Rein.
Hildoceras Lilli Hauer
— *comense* Buch
Hildoceras Mercati Hauer
Harpoceras subplanatum Oppel
Lytoceras dorcade Menegh.
Phylloceras heterophyllum Sow.

Weitere Aufschlüsse der roten Knollenkalke und Mergel des Oberlias und der Posidonienhornsteine des Doggers finden sich bei Dobrad.

Die Falte zwischen Smokowina und Arpitza wurde nochmals auf einer südlicheren Route von Agyja nach Margariti durchquert.

Nach Überschreitung des Dachsteinkalkkammes, der die südliche Fortsetzung der Dachsteinkalkhöhen oberhalb Smokowina bildet, gelangt man direkt in das Geröll von Liwadari und hinunter zum Kampos von Margariti. Nordwestlich von Liwadari, bezw. westlich von Margariti ist jedoch noch der Ostflügel der Falte mit der üblichen Schichtenfolge erhalten. Man gewahrt hier unter anderem die gelben Posidonienhornsteine des Doggers und die roten Oberliasbildungen; doch streichen die Schichten nicht regelmäßig durch, sondern sind in kleinere Schollen zerstückelt. (Streichen etwa N 40° W; Fallen 45° nach Nordost).

Ein stark verworfenes und vielfach durch Neogen unterbrochenes Gebiet ist jedoch vor allem die im Westen der eben besprochenen Dachsteinkalkkette gelegene Küstenregion zwischen Arpitza und Agyja.

Hier tritt zwischen den beiden Dörfern, abgesehen von den mesozoischen Gesteinen, auch nochmals Flysch auf. Es handelt sich hierbei jedenfalls um ein Fragment einer weiteren, westlicheren Flyschzone.

II.

Die Gebirgskette zwischen dem Kampos von Paramythia und der Flyschzone von Derwitzana wurde auf folgenden Strecken durchkreuzt:

Von Luros über Vladou nach Kanalaki; von Glyky über Samonida—Kakosuli—Tsangari—Koristiani—Popowo—Levtherochori nach Paramythia und von Paramythia über Seliani—Labnitza nach Salonik (Solniki).

Der Weg führt von der Höhe von Palaeorofori ab im Flysch hinauf auf die Höhen des Gebirges. Im Süden erhebt sich das in Schollen zerbrochene Kalkgebirge des Salongos. Die Flyschgesteine streichen im allgemeinen N 40° O und fallen 45° nach Südost. Hinter Vladou kommt der nächst ältere Nummuliten- und Rudistenkalk hervor, um die Kammhöhe zu bilden. Beim Abstieg zur Schlucht von Kanalaki erscheinen an der Westfront des Gebirgszuges noch die Gesteine des tieferen Vigläskalksystems. Dann führt der Weg im Kampos bis Glyky. Am Gebirgsrand lagert Flysch, der gegen das Gebirge zu einfällt. Bei Muzakata tritt der Weg wieder an das Gebirge heran. Der Gebirgskamm besteht hier aus Dachsteinkalk.

Wesentlich interessanter gestaltete sich die Durchquerung des Gebirges von Glyky nach Kakosuli, entlang dem nördlichen Hang der Acheronschlucht.

Der Acheron durchbricht hier in wilder Schlucht den aus Dachsteinkalk und Dolomit bestehenden Gebirgskamm, der in gleicher Entwicklung über die Kurilakette, den Paß von Kakiskala und das Chionistragebirge bis zum Kalamas und weiter nach Norden zieht.

Nach der Einmündung des von Norden in die Acheronschlucht mündenden Tsangaritales erscheinen beim Aufstieg nach Samonida als Überlagerung des Dachsteinkalkes die weicheren Posidoniengesteine des Oberlias und Doggers.

Der Oberlias besteht hier aus Schiefern mit grauen, dünnschichtigen Kalklagen und dünnen dunklen Hornsteinschichten, deren Schichtflächen vollkommen mit der kleinen *Posidonia Bronni* Voltz bedeckt sind. Der obere Dogger wird ebenfalls durch Posidonienschichten paläontologisch festgestellt, nämlich durch die Hornsteine mit *P. Buchi* und *P. alpina*. Dazwischen lagern auch dünngeschichtete Kalke.

Bei Kakosuli fehlen infolge einer Verwerfung diese Bildungen des Oberlias und Doggers, hier grenzen die Dachsteinkalke bezw. Dolomite direkt an die Gesteine des Vigläskalksystems an, die den Gebirgszug im Osten von Kakosuli über den Vrizakos und Chawo bis hinauf zur Route Paramythia—Jannina zusammensetzen.

Weit ausgedehnte Aufschlüsse des Oberlias und Doggers wurden dann wiederum zwischen Tsangari und Koristiani nachgewiesen. Das Band des Oberlias und Doggers folgt hier dem Osthang des Tales von Koristiani, bezw. Tsangari; der Westhang besteht aus dem steilaufstrebenden Dachsteinkalkkamm, der das Tal von Tsangari von dem Kampos von Paramythia scheidet.

Der Oberlias und Dogger fällt hier, ebenso wie die ganze Schichtenfolge, durchschnittlich mit 45° nach Osten.

Die Oberliasbildungen des Tsangaritales zeigen dieselbe Entwicklung, wie die gleichalten Gesteine unterhalb Samonida, es handelt sich um dunkle bezw. gelbe Schiefer und dünne schwarze Hornsteinlagen mit *P. Bronni* Voltz. An der Basis des Komplexes treten auch gelbe, tonige Kalkschiefer und etwas dickere, gelbe, tonige Kalklagen auf. Die höheren Posidonien-Hornsteinplatten des Doggers mit *P. Buchi* und *P. alpina* werden von den oberliassischen Posidonienschichten durch eine Plattenkalkeinschaltung geschieden. Als höhere Bildungen folgen dann die Gesteine des Vigläskalksystems, Rudistenkalke, Nummulitenkalke und schließlich Flysch. Diese Gesteine bilden den Gebirgsrücken zwischen Tsangari und Koristiani, bezw. zwischen den Tälern von Koristiani einerseits und Glavitza—Kuklés andererseits. In diesem letzteren Tale treten abermals die Bildungen des Oberlias und Doggers hervor. So stehen an der Quelle von Tsangari gegenüber von Glavitza Posidonienhornsteine des Doggers an, während unterhalb Glavitza im Schutt des Talgrundes oder am Talrande auch Stücke mit *P. Bronni* beobachtet wurden. Hier erst bilden die Oberlias- und Doggerbildungen die Basis des Vigläskalksystems, das die Kette des Vrizakos und Chawo im wesentlichen zusammensetzt. Auf der Ostseite dieser Kette folgen jedenfalls in regelmäßiger Überlagerung Rudistenkalke und Nummulitenkalke, die dann von dem Flysch der Flyschzone von Derwitzana konkordant eingedeckt werden. Der Flysch bei Koristiani hängt daher nicht mit dem des großen Flyschzuges von Derwitzana zusammen. Bei durchwegs östlichem Fallen folgt auch das Oberlias-Doggerband sowohl dem Tal zwischen Tsangari und Koristiani, wie jenem von Glavitza—Kuklés. Das letztere Band streicht am Westhang des Chawo weiter nach Norden. Eine genauere Erörterung der Lagerungsverhältnisse des schollenförmigen Bergrückens zwischen Koristiani und Tsangari zu den umgebenden Gebirgsgliedern würde über den Rahmen dieser vorläufigen Mitteilung hinausgreifen.

Zwischen Koristiani und Popowo erscheint der Oberlias nicht mehr. Hier grenzen die Gesteine des Vigläskalksystems längs einer ausgesprochenen Bruchlinie direkt an die Dachsteinkalke der Kurilakette an.

Westlich der Verwerfungsgrenze enthält der ionische Dachsteinkalk Gyroporellen, so in der Gegend des Passes Seloma zu Popowo.

Die Oberlias-Doggerbildungen (Posidoniengesteine des Oberlias und Doggers), die nordwestlich von Popowo und nordöstlich von Levtherochori die Dachsteinkalke des Chionistragebirges überlagern, streichen von der Einsattelung westlich des Chawo (östlich Popowo) herüber; es handelt sich hierbei also um den Oberlias—Doggerzug des Glavitza-Kukléstales oder vielmehr dessen nördliche Fortsetzung.

Im Tal von Popowo (so bei Popowo selbst) erscheinen, ebenso wie im Tal von Tsangari, an mehreren Stellen unvermutet Flyschaufschlüsse, und zwar anscheinend als Unterlage der Kalkserie.

Der Paß von Levtherochori entspricht einer Querfurche zwischen der Dachsteinkalkkette der Kurila und der Chionistra. Am westlichen Gebirgsrand gelangt man direkt in den darunter einfallenden Flysch von Paramythia.

Der Flyschzug zieht hier weiter nach Norden über Seliani bis zum Paß von Seliani (Seloma tu Seliani). An diesem Paß ist die Flyschzone zu einem schmalen Streifen zusammengeschrumpft (Streichen N 35° W; Fallen 60° nach Nordost), der im Westen von den Nummulitenkalken des Tschupan konkordant unterlagert und im Osten von den Dachsteinkalken der Chionistra überschoben wird.

Der Dachsteinkalk enthält hier beim Aufstieg zur Kapelle H. Paraskewi Gyroporellen.

Etwas östlich H. Paraskewi wird der Dachsteinkalk im Liwadi und längs der nach Labnitza hinunterziehenden Schlucht von Oberlias und Dogger überlagert. Über dem Dachsteinkalk folgen am Sattel zwischen dem Liwadi und der Labnitzaschlucht:

1. Eine Suite von blaugrauen bis gelbgrauen Kalkschiefern, sowie von blaugrauen, im Bruch schwarzen, gelb verwitternden, z. T. blätterigen und sehr dünnen Schiefern; ferner von blaugrauen, z. T. geschieferten Mergeln und eingeschalteten etwas dickeren, grauen, gelb verwitternden, tonigen Kalklagen. Die blauen Partien befinden sich besonders in der Mitte. Die blauen und schwarzen Schiefergesteine enthalten in Massen *P. Bronni* Voltz, sowohl die kleine Varietät, wie die var. *magna* Quenst.

   Auf den Schichtflächen der gelbgrauen Kalkschiefer wurden plattgedrückte Individuen einer *Pseudomonotis* aff. *substriata* Munster beobachtet.
2. Hierüber folgen lichte Plattenkalke mit schwarzen Hornsteinlagen (etwa 30 m), die die tieferen Bildungen von
3. den Posidonien-Hornsteinplatten des oberen Doggers mit *Posidonia Buchi* Roemer und *P. alpina* Gras. trennen.

Die vom Sattel zwischen dem Liwadi und H. Paraskewi nach Labnitza hinunterziehende Schlucht folgt bis vor Labnitza dem Streichen der Oberliasbildungen und bietet so einen lang ausgedehnten prächtigen Aufschluß. Oben an dem erwähnten Sattel bei H. Paraskewi beträgt das Streichen N 45° W (Fallen 45° nach Nordost). Weiter unten wurde östliches Fallen beobachtet. Kurz vor Labnitza wendet sich die Schlucht nach Osten in die höheren Schichten, nämlich in die lichten Plattenkalke mit den schwarzen Hornsteinlagen und dann bei Labnitza selbst in den Posidonien-Hornsteinkomplex des oberen Doggers.

Unterhalb Labnitza ist die eine östliche Richtung beibehaltende Schlucht wieder in Dachsteinkalk mit Gyroporellen eingeschnitten.

Etwa $^3/_4$ Stunden unterhalb Labnitza folgen in Konkordanz über dieser Kalkserie erneut die Posidonienschichten des Oberlias und Doggers (Fallen steil Ost). Es handelt sich um dieselbe Entwicklung des Oberlias und Doggers, wie östlich H. Paraskewi. Die Bildungen des Oberlias und Doggers im Liwadi und in der Schlucht oberhalb Labnitza sind demnach gegen Westen zu abgebrochen. Erst die Dachsteinkalke unterhalb Labnitza steigen zu dem Chionistragipfel empor, während sich die sie überlagernden Oberlias-Doggerbildungen östlich Labnitza mit dem nordöstlich Lovtherochori beobachteten Band der gleichen Gesteine zusammenschließen.

Über den Posidonienschichten des Oberlias unterhalb Labnitza (darunter auch schwarze, kalkige Schiefer mit *P. Bronni* und graue Kalkschiefer mit der großen Varietät der *P. Bronni*) folgen weißgraue plattige Kalke mit Hornsteinlagen (etwa 30 m) und hierüber der gelbe Hornsteinkomplex[1] unten mit *P. alpina* und *P. Buchi*.

Weiter nach Osten zu stellt sich hierüber die übliche Schichtenserie ein, nämlich Vigläskalke, Rudistenkalke, Nummulitenkalke und Flysch, alles in vollkommener Konkordanz. Die Grenze zwischen den plattigen Nummulitenkalken und den Flyschgesteinen entspricht etwa der Linie Vernikn—Salonik. Beide Dörfer liegen am Ostrande der breiten Flyschzone von Derwitzana. (Streichen bei Salonik N 40—45° W; Fallen 30° Nordost.)

Die Kalkberge von Suli und deren nördliche Fortsetzung bis hinauf zur Chionistra entsprechen daher einer zwischen den Flyschzonen von Paramythia und Derwitzana entlang streichenden Falte älterer Gesteine. Der Ostflügel ist normal ausgebildet, hier lagert konkordant unter dem Flysch der Zone von Derwitzana die normale Schichtenfolge bis herunter zum Dachsteinkalk. Nach Westen zu fehlt dagegen der Liegendschenkel und der Kern der übergelegten Falte, d. h. der Dachsteinkalk ist direkt auf den Flysch der Zone von Paramythia überschoben. Im Chionistragebirge erscheinen infolge eines Abbruches gegen Westen Dachsteinkalke, Oberlias und Dogger in zwei Etagen übereinander. Dieselbe Schichtenwiederholung zeigt sich auch in der weiten Talmulde von Tsangari zwischen Tsangari und Koristiani. Hier ist der tektonische Vorgang jedoch komplizierter und außerdem sind auch noch die höheren Schichtglieder bis hinauf zum Flysch vorhanden.

Im Oberlias fehlen in dieser ganzen Zone die sonst so weit verbreiteten knolligen Ammonitenkalke. Es liegen nur Schiefer (Kalk- und Tonschiefer) und dünnschichtige Kieselgesteine vor,

[1] Die Hornsteine sind im frischen Bruch dunkelgrau bis schwarz.

deren Fossilführung sich im allgemeinen auf *Posidonia Bronni* Voltz beschränkt. Die erwähnten längsgestreiften Formen sind nur lokal (Chionistra) bekannt, während die Posidonien überall in Massen vorkommen. Dieselbe Ausbildung des Oberlias herrscht in der nördlich der Chionistra dem Westabhang der Stugara—Platovuni—Bačkette entlangstreichenden Oberliaszone, in der sich die Oberlias-Doggerschichten der Chionistra über den Kalamas hinweg direkt fortsetzen.

Die gleiche Entwicklung des Oberlias und Doggers kehrt ferner im Siutistazuge und im Olytzikagebirge wieder, während auf der Ostseite der Lakkakette erneut die roten Ammonitenführenden Knollenkalke des Oberlias auftreten.

Auch in gebirgsstruktureller Hinsicht ist das Olytzikagebirge von dem südlicheren Lakkazug verschieden.

Das Olytzikagebirge und die Lakkakette lernte ich auf den Strecken von Chan Zarawutsi—Chan Dsamalaga—Alpochori—Olytzikagipfel—Tseritzana—Toskesi—Variades—Zorista—Machalas—Muskiotitza—Papadates kennen.

Die beiden Chani Zarawutsi und Dsamalaga liegen am Hauptwege Paramythia—Jannina. Von der Wasserscheide zwischen den beiden östlich und westlich des Siutistazuges dem Kalamas zufallenden Nebenadern erhält man einen Überblick über den Westhang des Olytzikagebirges. Hier fallen bei Baumtsius und Tseritzana die plattigen Nummuliten- und tieferen Rudistenkalke steil unter den Flysch der Zone von Derwitzana ein. Nach Nordwesten zu tauchen jedoch diese Kalke, ebenso wie jene des Siutistazuges, wo die gleichen Verhältnisse herrschen, unter den Flysch unter, so daß der 560 m hohe Paß zwischen den beiden Gebirgen nur im Flysch liegt.

Auf der Nordostseite wird jedoch der Olytzikazug von einem scharf ausgesprochenen Bruch begleitet.

Die Dorfzeile Dramesús, Tsarakowitza, Alpochori, Melingus liegt auf dem dem Fuße des Gebirges entlang ziehenden Flyschstreifen, auf dessen Ostseite bei Dodona (unterhalb Alpochori) der Nummulitenkalk hervorkommt. Die Ruinen von Dodona selbst stehen auf Nummulitenkalk.

Über der genannten Dorfreihe steigen dann die Wände des Olytzikagebirges empor.

Zu unterst besteht der Hang jenseits des Bruches gegen den Flysch aus Dachsteinkalk; darüber folgt ein gelbes Band, das den Posidonienschichten des Oberlias entspricht, hierüber Plattenkalke und dann nochmals ein gelber Streifen, der die Posidonien-Hornsteine des oberen Doggers bezeichnet. Bei Dramesús und Tsarakowitza beobachtete ich zahlreiche Schieferstücke mit *Posidonia Bronni* Voltz, sowie Hornsteine mit *P. Buchi* Roemer und *P. alpina* Gras.

Dieser nördliche Teil des Olytzikagebirges bildet demnach

einfach den als südwestlich geneigte Scholle stehen gebliebenen Westflügel einer Falte und enthält die ganze Schichtenfolge vom Nummulitenkalk auf der Südwestseite bis hinunter zum Dachsteinkalk auf der Nordostseite.

Der Paß zwischen Alpochori und Tseritzana trennt diesen nördlichen Abschnitt von dem höheren südlichen Teil des Gebirgsstockes mit dem Hauptgipfel. Beim Aufstieg erreicht man zunächst oberhalb Alpochori den bereits erwähnten Dachsteinkalk, der hier die Basis der nördlicheren Scholle bildet. Hierin führt der Weg bis zur Erreichung der Paßhöhe, während die gelben Bänder der Posidonienschichten, teils durch Brüche unterbrochen, oberhalb des Weges bleiben.

Das Einfallen ist im allgemeinen nach Südwest gerichtet. Der bei Alpochori noch schmale Dachsteinkalkzug verbreitert sich nach Süden zu aufwärts immer mehr und bildet dann (bei nordwestlich geneigter Faltenachse) gewaltig ansteigend den Gipfelkamm der Olytzika, sowie das ganze Olytzikamassiv bis zu der Paßeinsattelung Alpochori—Tseritzana.

In dieser Einsattelung stehen noch die Posidoniengesteine an. An der Paßhöhe (etwas östlich) habe ich Posidonienhornsteine mit den Posidonien des Doggers nachgewiesen. Die gleichen Gesteine erfüllen die Ursprungsmulde der Talschlucht von Tseritzana. Die gelben Posidoniengesteine lagern ferner auf den Höhen im Norden hiervon.

Ein weiteres Vorkommen der Posidonienschichten des Oberlias und Doggers wird dann durch die Schlucht von Tseritzana, nordöstlich der Kapelle H. Ilias, durchschnitten. Die Posidonienschichten des Doggers enthalten hier außerdem noch eine Lage mit Crinoiden.

Das südlich dieser Einsattelung zu dem hohen, gezackten Gipfelkamm aufstrebende Olytzikamassiv besteht dagegen ausschließlich aus Dachsteinkalk. Ich bin wohl der erste Geologe gewesen, der diesen imposanten Hochgipfel (etwa 1800 m) des südlichen Epirus bestiegen hat.

Die weißen, dickgebankten, ziemlich kristallinen Gipfelkalke enthalten undeutliche Reste von Gyroporellen. Die Fallrichtung tritt nur wenig klar hervor; an der Scharte zwischen dem Hauptgipfel und dem fast gleichhohen südlicheren Gipfel herrscht steiles südliches Fallen. Von dem zerscharteten Gipfelgrat aus fallen die Dachsteinkalke in einem einzigen jähen Absturz bis zum Flysch von Melingus ab. Nach Westen zu sind die Hänge weniger steil und durch zahlreiche Lakkas unterbrochen. Vielerorts zeigen sich in den Dachsteinkalken des Gebirgsstockes Gyroporellen und undeutliche Schneckendurchschnitte.

An der Einsattelung zwischen Alpochori und Tseritzana folgen dann als Überlagerung des Dachsteinkalkmassivs die jüngeren Gesteine der nördlichen Scholle. Tatsächlich sind hier, wie angegeben, die Posidonienschichten des Oberlias und Doggers nach-

gewiesen, doch streichen die Schichten nicht in durchlaufenden Bändern durch, sondern sind durch Störungen unterbrochen. Über den Posidonienschichten in der Talschlucht nordöstlich H. Ilias folgen beim Abstieg nach Tseritzana in ziemlich regelmäßiger Lagerung die Gesteine des Vigläskalkkomplexes, unten mit Aptychen, wie *Aptychus lamellosus* Park. Das Vigläskalksystem wird von Rudistenkalken und letztere von mehr plattigen Nummulitenkalken eingedeckt, die ihrerseits am Gebirgsrande unter den Flysch von Tseritzana einfallen.

An der Grenze ist die Stellung der Schichten sehr steil, z. T. sogar überkippt.

Auch in südlicher Richtung streichen diese den Dachsteinkalk des Olytzikamassivs im Westen eindeckenden Gesteine meist nicht in ununterbrochenen, regelmäßigen Bändern durch. So sind z. B. die Posidoniengesteine des Oberlias und Doggers von dem letzten Aufschluß im Rhema (griechische Bezeichnung für Talschlucht) nordöstlich H. Ilias nach Süden zu unterbrochen; ich habe sie erst wieder am Südabsturz des Olytzika-Gebirgsstockes nördlich und nordwestlich der Kapelle H. Apostolos (ONO von Variades, zwischen Variades und dem Paß H. Ilias) angetroffen, und zwar sowohl die Posidonienschichten des Oberlias, wie jene des Doggers. Die Abstürze im Osten hiervon, d. h. in der Verlängerung des Gipfelkammes, bestehen aus Dachsteinkalk. Nur die äußerste Nummulitenkalkzone dürfte ziemlich ununterbrochen von Baumtsins über Tseritzana—Toskesi bis zum Paß H. Ilias, westlich oberhalb H. Apostolos und Variades, durchstreichen.

Dieser Paß entspricht gleichzeitig einer ausgesprochenen Verwerfungslinie.

Vermutlich steht diese Querverwerfung in Verbindung mit den Störungen im Süden des Malikladi und hängt vielleicht mit dem verschiedenen Grad der Überfaltung nördlich und südlich dieser Linie zusammen.

Auf der Nordseite des Paßeinschnittes von H. Ilias (westlich Variades) steht der bereits erwähnte Nummulitenkalk an, unter dem gegen Variades zu die älteren Bildungen, so Vigläskalke, Hornsteine etc. hervorkommen.

Auf der Südseite des Passes herrscht Dachsteinkalk. Hiermit beginnt der lange Dachsteinkalkzug der Lakkakette, der nach Westen zu auf den Flysch der Derwitzana-Zone überschoben ist. Zwischen diesem Dachsteinkalkzug der Lakkakette und den Dachsteinkalken des Vyrostales liegen in einer Längsmulde auch noch jüngere Gesteine der über dem Dachsteinkalk folgenden Schichtenserie. Westlich Zorista, das auf Hippuritenkalk steht, herrscht jedoch keine regelmäßige Auflagerung, sondern die Gesteine des Vigläskalksystems sind gegen den Dachsteinkalk der Lakkakette abgebrochen. Bei Mesowuni erscheinen in der Bruchzone

die Posidoniengesteine des Doggers, während im Norden und Nordwesten von Machalas am jenseitigen Muldenrand über dem Dachsteinkalk die ganze Schichtenserie bis hinauf zum Vigläskalksystem aufgeschlossen ist. An dem letzteren Aufschluß ruhen über dem nordwestlich Machalas (jenseits der Schlucht) anstehenden, 30° westlich fallenden Dachsteinkalk dünngeschichtete Hornsteine (schwarz) und graue bis gelbe Kalkschiefer bezw. dünne Kalklagen mit *Posidonia Bronni* Voltz. Darüber liegen hellgraue meist knollige Kalke und hierüber der Posidonien-Hornsteinkomplex des Doggers (unten mit *P. Buchi* und *P. alpina*).

Über jenem Hornsteinkomplex folgen dann die Gesteine des Vigläskalksystems, in denen zwischen Mesowuni und Machalas Aptychen *(Aptychus lamellosus)* und nicht näher bestimmbare Ammonitenabdrücke beobachtet wurden.

Bei Machalas (Machalas tu Muskiotitza) selbst zeigt sich wieder ein scharf ausgeprägter Bruch zwischen dem Dachsteinkalk und dem gegen das Vyrostal zu herabgebrochenen Vigläskalk, der sich bis Muskiotitza und weiter nach Süden zu verfolgen ließ. Auf den Höhen zwischen Machalas und Muskiotitza erscheinen in der Bruchzone neuerdings die Posidonienhornsteine des Doggers und unten in der Schlucht südlich Muskiotitza die gelblichen Knollenkalke des Unterdoggers mit Ammoniten *(Hammatoceras* sp.. *Erycites* cf. *gonionotus* Ben.). Darunter finden sich auch noch Reste von gelbem oberliassischem Knollenkalk mit *Hildoceras Mercati* Hauer und *Phylloceras* sp.

Das leztere Vorkommen liegt kurz vor Einmündung einer von Süden von H. Apostolos herabkommenden Talschlucht. Den Osthang dieses Tales von H. Apostolos, das in der Fortsetzung der bereits erwähnten Verwerfung liegt, begleitet ein großartiger, weit ausgedehnter Aufschluß des Oberlias und Doggers.

Über dem Mittellias in der Fazies des Dachsteinkalkes folgen hier gegenüber H. Apostolos rote Tone, Mergel und plattige Knollenkalke, die die schon öfters zitierte reiche Ammonitenfauna des Oberlias und *Posidonia Bronni* Voltz führen und hierüber graue geschichtete Kalke des Doggers. Die roten Oberliasbildungen streichen als scharf hervortretendes Band den Hängen entlang und ziehen weiter nach Süden, nach Kuklés (Vyrosgebiet). An der anderen Seite des Bergzuges treten dieselben Bildungen in gleicher Weise an den Hängen des Vyrostales hervor.

Im Westen dieser Zone besteht die ganze Lakkakette aus Dachsteinkalk.

Südlich von Derwitzana taucht zwischen der Lakkakette und den Kalkbergen von Suli in der breiten Flyschzone von Derwitzana nochmals ein Kalkzug empor, die Kalkkette von Lelowo, die sich als sekundäre Falte aus dem Flyschland heraufwölbt. Zwischen Papadates, Krania und Ano-Kotzanopulo bildet dieser Kalkzug eine einfache Aufwölbung. Unter dem Flysch

erscheinen zunächst Nummulitenkalke, hierunter Rudistenkalke (bei Krania) und als Kern schließlich die Gesteine des Vigläskalk-systems. Im Süden schneiden diese Bildungen gegen die Dachsteinkalke des Berges von Luros ab. Bei Kanzas wurde über den letzteren Dachsteinkalken noch ein Rest der roten Knollenkalke des Oberlias beobachtet.

Im Norden des Kalkzuges von Lelowo scheinen die Lagerungsverhältnisse nicht ganz so einfach zu sein, ebenso ist auch zwischen Ano- und Kato-Kotzanopulo der Westflügel der beschriebenen Falte eingebrochen, wodurch am Ostrande des Talbeckens von Kotzanopulo die Gesteine des Kernes (gelbe Hornsteine) bloßgelegt werden.

An die eben beschriebenen Gebirgszüge schließt sich im Süden bis zum Ambrakischen Golf eine weite Ebene an, an deren Rande die Ortschaften Arta, Philippiada und Luros liegen. Aus dieser Ebene erheben sich inselartig noch einige Kalkberge, so ein größerer N—S orientierter Kalkzug im Norden von Salachora. Es handelt sich wohl auch hier um Dachsteinkalk; sicher ist diese Bestimmung für die Kalkzunge des Kaps Skaphi im Osten von Prewesa. Bei Nikopolis und nördlich hiervon tritt Neogen auf.

Zusammenfassung.

Am Aufbau des südlichen Epirus beteiligen sich die Gesteine sämtlicher Formationen von der Obertrias bis hinauf zum eocän-oligocänen Flysch. Die Schichtenfolge geht lückenlos von der Obertrias ab durch. Der Flysch durchzieht das Gebiet in drei Längszonen, deren Streichrichtung mit dem orographischen Streichen und der westlichen Küstenlinie im großen und ganzen zusammenfällt. Von Westen nach Osten sind die folgenden drei Flyschzonen zu beobachten:

1. die Zone von Margariti.
2. die Zone von Paramythia,
3. die Zone von Derwitzana.

Die beiden ersteren Zonen sind durch Schwemmlandsebenen (Kampi) unterbrochen; die letztere spaltet sich in ihrem südlichen Teil durch Aufwölbung einer sekundären Zwischenkette (Kalkzug von Lelowo) in zwei Arme.

Zwischen den Flyschzonen streichen vier, im allgemeinen parallel verlaufende Kalkketten hindurch. An ihrem Aufbau nehmen die unter dem Flysch lagernden älteren Gesteine der konkordanten Schichtenfolge bis hinunter zur Obertrias teil. Es handelt sich in der Hauptsache um Kalke, nur im Jura erlangen auch Kiesel- und Schiefergesteine, wie oberliassische Posidonienschiefer und Posidonienhornsteine des oberen Doggers, eine größere Verbreitung.

Die Kalkketten bilden nach Westen übergelegte Falten, d. h. die Flyschzonen werden an ihren Oströndern in der Regel von den älteren Gesteinen überfaltet, vielfach aber auch von den im Kern der Falten liegenden Gesteinen überschoben.

Die Gebirge des südlichen Epirus setzen daher die akarnanischen Gebirge gleichartig fort und bilden das Zwischenglied zwischen den akarnanischen Gebirgen und den Gebirgszügen des nördlichen Epirus und südwestlichen Albaniens, die bis hinauf zur Bucht von Valona den gleichen Bau und die gleiche Zusammensetzung aufweisen.

In der vorliegenden vorläufigen Mitteilung konnten selbstredend nur die geologischen Ergebnisse in knappster Form zur Sprache gebracht werden. Meine Reise hat jedoch auch zahlreiche wichtige geographische Resultate geliefert. Die bisherigen geographischen Karten geben von manchen Gebieten ein höchst ungenaues Bild.

Diese Mängel haben aber ihren natürlichen Grund in der Unzugänglichkeit und Unsicherheit des Landes zur Zeit der Türkenwirtschaft. In dieser Hinsicht verdienen die Leistungen der Griechen seit der kurzen Zeit der Besitzergreifung des Landes nur uneingeschränktes Lob. Auch sonst ist schon viel zur Hebung der Kultur des total verwahrlosten Landes geschehen. Ich werde in meiner Hauptarbeit noch ausführlich hierauf zurückkommen und darf mir wohl ein Urteil erlauben, da ich Teile des Landes auch schon zur Türkenzeit bereist habe.

Ich habe während meines diesmaligen vierwöchentlichen Aufenthaltes in Epirus jedenfalls die Überzeugung gewonnen, daß es den Griechen durch ihr tatkräftiges und humanes Verhalten in verhältnismäßig kurzer Zeit gelingen dürfte, in den ihnen zufallenden neuen Gebieten geordnete und friedliche Zustände herbeizuführen. Es wäre daher im Interesse des Kulturfortschrittes auf der Balkanhalbinsel höchst wünscheuswert, wenn Griechenland die im wesentlichen von Griechen bewohnten Teile von Epirus und Albanien, d. h. das Gebiet bis hinauf nach Valona, erhalten würde.

Athen, den 5. Juli 1913.

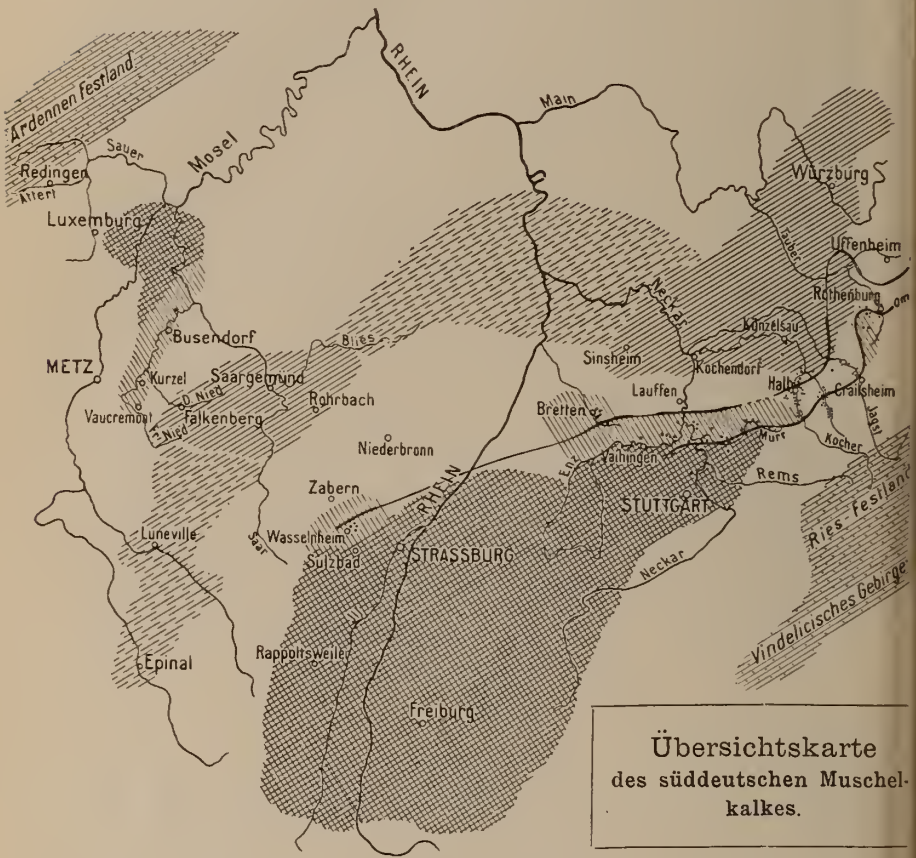
Beiträge zur Kenntnis des oberen Hauptmuschelkalks in Elsass-Lothringen.

Von **Georg Wagner** aus Künzelsau (Württemberg).

Mit einer Kartenskizze.

Die hier vorliegenden Untersuchungen sind das Ergebnis einer Reihe von geologischen Wanderungen, die ich im Frühjahr 1913 unter der vorzüglichen Führung von Herrn Prof. Dr. E. W. Benecke jenseits des Rheines ausführen konnte. Für alle Freundlichkeit und Güte, die ich dabei von ihm erfahren durfte, für die wissenschaftliche Förderung der Untersuchungen sei ihm auch an dieser Stelle herzlicher Dank gesagt.

Der Mangel an guten Aufschlüssen erschwert geologische Untersuchungen in Lothringen außerordentlich. Die alten Aufschlüsse sind meist zerfallen oder unzulänglich. Dazu werden neue Steinbrüche in den höheren Schichten nur selten angelegt, da der Trochitenkalk besseres Gestein liefert. Und in der flachwelligen lothringischen Hochebene haben die Bäche selten so tiefe Furchen



Übersichtskarte
des süddeutschen Muschelkalkes.

Verbreitung des „*Trigonodus*-Dolomits". Die Rekonstruktion erstreckt sich auf die jetzt der Abtragung zum Opfer gefallenen Gebiete.

Auskeilen und Verschwinden des *Trigonodus*-Dolomits.

Verbreitung der normalen Ausbildung des Muschelkalks; nachgewiesen.

Dieselbe, rekonstruiert bezw. angenommen.

Festland während der ganzen Muschelkalkzeit.

Mächtigkeitskurven der Fränkischen Grenzschichten (0 m und 2 m). Die 0 m-Kurve ist Küstenlinie nach der Zeit der oberen Terebratelbank.

Sphärocodien.

gerissen, daß man dort geologische Studien treiben könnte. So war die Untersuchung des lothringischen Muschelkalks mit den größten Schwierigkeiten verknüpft. Ob es später möglich sein wird, auf französischem Boden die Untersuchungen fortzusetzen, um die Frage alter Meereszusammenhänge zu klären? Zur Zeit sehe ich für einen Deutschen kaum eine Möglichkeit, drüben ungestört geologisch zu arbeiten.

Die normale Ausbildung des Muschelkalks treffen wir im Gebiet der Saar, auf Blatt Rohrbach, Saargemünd—Falkenberg. Wahrscheinlich erstreckt sie sich weiter nach Süden bis in die Gegend von Luneville und vielleicht über das obere Moseltal gegen das Rhônegebiet. Es ist unsere Kochendorfer Fazies oder fast die Tonfazies des Beckeninnern, wie wir sie im nordöstlichen Baden (Bauland—Würzburg) finden.

Nach Westen bezw. Nordosten, im Gebiet der Nied (Blatt Remilly, Busendorf, Groß-Hemmersdorf) setzen in den unteren Terebratelschichten Dolomite ein. Dieses westliche Dolomitgebiet scheint im Zusammenhang mit dem Ardennenfestland zu stehen. Auf Blatt Groß-Hemmersdorf (Filsdorf) macht sich schon die küstennahe Ausbildung geltend. Wie bei Crailsheim treten hier mit schwarzen Körnern und Fetzen erfüllte Kalke, „Küstenkalke", auf.

Der Kalk- und Dolomitfazies bei uns entspricht ein südöstliches Kalk- und Dolomitgebiet im Elsaß. Wahrscheinlich fällt Blatt Niederbronn schon ins Kalkgebiet. Sicher sind die Bairdientone in Kalk übergegangen auf Blatt Zabern, Wasselnheim und Molsheim. Auf Blatt Wasselnheim setzt unser *Trigonodus*-Dolomit ein (genau wie im Enztal), und auf Blatt Molsheim (Sulzbach) gelangt er mehr und mehr zur Herrschaft.

Die Übereinstimmung mit dem fränkischen Muschelkalk ist eine außerordentlich große, petrographisch wie faunistisch. Zu jeder Ausbildung läßt sich bei uns eine ihr ganz entsprechende finden. Die Parallelen verlaufen wie bei uns im allgemeinen SW—NO bis WSW—ONO. Senkrecht dazu ist der Wechsel oft sehr rasch. Der Muschelkalk des Elsasses gleicht mehr dem Schwabens, der von Lothringen dem fränkischen und wahrscheinlich auch dem norddeutschen. Macht sich bei uns der Einfluß des vindelicischen Gebirges (Ries) geltend, so ist es drüben der des Ardennenfestlandes.

Semipartitus-Schichten.

Als untere Grenze der *Semipartitus*-Schichten wähle ich die Hauptterebratelbank; denn diese ist ein Teilstrich der Skala, der sich fast überall erkennen läßt. Man könnte die Abgrenzung auch über der Bank der kleinen Terebrateln vornehmen, aber diese Grenze aufzufinden ist in Aufschlüssen manchmal sehr schwierig,

Normal-

Elsaß-Lothringen.

„Lettenkohle“ [1].

„Dolomitische Region“:

„Mergel mit meist dünnen Kalk- und Dolomitbänken“. *Myophoria Goldfussi*, *Anoplophora*, Fischreste; bei Falkenberg unten 1 m graugelbe Mergel.

ca. 4 m Fränkische Grenzschichten

1,9—2,6 m „*Trigonodus*-Region“, oben Bonebed, Glaukonit; *Myophoria Goldfussi*, *Trigonodus Sandbergeri*, *Myophoria vulgaris*; wellige Kalke, Septarien, gelbe Mergel.

1,8—2 m „Schiefrige Mergel und blättrige Tone mit dünnen Kalk- u. Dolomitbänkchen“; oben mit *Myophoria pes anseris*, unter der Mitte graugrüne Tone mit weißen Schalen von *Bairdia pirus*, unten wellige Kalklagen, Splitterkalk mit *Anomia*, Bonebed und Aufwühlung des Untergrunds; zu unterst Mergellager. *Ceratites semipartitus*.
Nach Südosten (Zabern—Sulzbach—Wasselnheim) in Kalk übergehend.

„Muschelkalk.“

5—5,7 m „Terebratelschichten“

0,4 m Obere Terebratelbank (O.T.), oben am reichsten. Terebrateln, Gervillien, *Terquemia*, Austern, *Myalina*. Bald die eine, bald die andere Art mehr hervortretend. Nach Südosten immer undeutlicher. *Ceratites semipartitus*.

0,5 m Graugrüne Mergelschiefer (G I), nach Süden kalkig.

1 m Wulst- und Splitterkalk, *Gervillia*, *Ceratites dorsoplanus*. Bei Wasselnheim oben Sphärocodien.
Unten Dolomit einsetzend.

ca. 1 m Graugelbe Mergel (G II), kein Kalk; nach Südosten Kalk und Dolomit.

2,8 m „Untere Terebratelbank“, und zwar
1—1,3 m Splitterkalk mit Terebrateln, nach Südosten Dolomit mit *Myophoria Goldfussi*; Terebrateldolomite von Kurzel und Vaucremont.

0—0,7 m Gelbe Mergel-Kiesbank, lokal zwischen den Terebratelbänken auskeilend.

1—1,5 m Hauptterebratelbank, sehr reich, nach Süden und Westen oben Dolomit.

4—6 m Oberer Gervillienkalk („untere *Semipartitus*-Schichten“): Mergel, Gervillien-Platten, *Mytilus*-Platten. Platten mit *Myophoria Goldfussi*. Nach Südosten mit Dolomit verzahnt. Oben, unter der Mitte und unten leitende Mergellagen M I, M II, M III (vergl. Wasselnheim).

ca. 4 m (+?) Unterer Gervillienkalk: Bank der kleinen Terebrateln mit *Myophoria Goldfussi*, Myaciten, Gervillien, *Lima*, *Pseudomonotis*; Sphärocodien. Darunter Gervillienbänke (Hebräer). Mergel. Kleine Ceratiten.

[1] Die bisherigen Schichtenbenennungen durch die elsaß-lothringische Landesanstalt sind auf dieser Seite durch „—“ hervorgehoben.

profil.

Franken und Schwaben.

Untere Lettenkohle.

Untere Dolomite, dolomitische Mergelschiefer und Blaubank mit *Myophoria Goldfussi*, *Anoplophora*, Bonebedlagen, unten 1 m dunkle Schiefertone-Vitriolschiefer.

Muschelkalk.

6—8,4 m *Semipartitus*-Schichten.

3,5—5,2 m Fränkische Grenzschichten

1,8—3,4 m Glaukonitkalk, oben Grenzbonebed. Glaukonit. *Myophoria Goldfussi*, *Trigonodus Sandbergeri*, *Myophoria vulgaris*. Gekrösekalke, Septarien, gelbe Mergel.

1,6—2,6 m Bairdienton, unter der Mitte Hauptlager von *Bairdia pirus* (weiße Schälchen); *Estheria minuta*. Unten „laufende Schicht", wellige Kalklagen und -Knollen, Splitterkalk mit Myaciten, *Lingula*, Bonebed, Aufwühlung. Zu unterst Mergellage. *Ceratites semipartitus*.
Nach Süden und Südosten in Kalk übergehend, dann mit *Myophoria pes anseris*.

2,5—5,4 m Terebratelschichten

0,5—1,2 m Obere Terebratelbank = O.T., „Pelz", knauerig-knorriger Kalk, Terebrateln, Gervillien, *Terquemia*. *Pecten*, Austern, Myaciten; *Lima* und *Myalina* seltener. Bald die eine, bald die andere Art mehr hervortretend. Im Süden schwerer zu erkennen. Unten Sphärocodien.

0—0,3 m „Gelbe Bank" = G I = gelber Mergelkalk.

0,4—1,1 m Splitterkalk mit Terebrateln, *Trigonodus*, Glaukonit; Sphärocodien, Oolith, Glaukonit.
Unten Dolomit (*Trigonodus*-Dolomit) einsetzend

0,1—0,3 m Gelbe Bank = G II, gelber Mergel oder dunkler Schieferton; im Süden Dolomit.

0,6—1 m Blaukalke, unten mergelig-dolomitisch, Terebrateln. Im Süden Dolomit.

0,3—0,8 m Kiesbank (K.), oben gelbe Mergel, unten dunkler Schieferton. Terebrateln. Ceratiten.

0,3—1,5 m Haupttterebratelbank = H.T., nach Süden Dolomit. Petrographisch und faunistisch wie jenseits des Rheins.

8—11 m Gervillienkalk

4—8 m Oberer Gervillienkalk. Mergel und Kalkbänke mit viel *Gervillia socialis*. 3 leitende Mergel bezw. Schiefertonlagen: M I, M II und M III. Nach Südosten mit Dolomit seitlich verzahnt.

3.4—6 m Untere Gervillienkalk. Obere Bank der kleinen Terebrateln. Gervillien, *Myophoria Goldfussi*, Myaciten, *Lima*, Austern, *Pseudomonotis*, Schnecken, Sphärocodien und Oolith. Kleine Ceratiten. Darunter Gervillienbänke (Hebräer) und 3 Tonlagen (Tonhorizont), die nach Süden mehr zurücktreten.

im Gelände fast unmöglich. Wir erhalten somit für die *Semipartitus*-Schichten eine Mächtigkeit von 7—9 m. Davon entfallen $3\frac{1}{2}$—$4\frac{1}{2}$ m auf die Fränkischen Grenzschichten, die nach Süden abnehmen und bei Wasselnheim noch 1—2 m dick sind. Die Terebratelschichten schwellen überall da an, wo einheitliche Kalk- oder Dolomitbänke auftreten. Wo Mergel und Tone mit dünnen Kalkbänken wechsellagern, sind die Mächtigkeiten im Muschelkalk wesentlich geringeren Schwankungen unterworfen.

Die **Fränkischen Grenzschichten** zeigen wie bei uns eine doppelte Ausbildung, tonig und kalkig; Bairdienton im Saargebiet, Kalk im Elsaß. Dies gilt für die *Semipartitus*-Schichten überhaupt, beständiger Wechsel von Ton und Kalk, reich an Ceratiten in Lothringen, massig-kalkige oder -dolomitische Ausbildung im Elsaß (bei Zabern eine etwa 8—9 m hohe Kalkwand). Auf Blatt Niederbronn sind die unteren Teile noch mehr tonreich, die Grenzschichten dagegen sind kalkig (Bühl bei Oberbronn), unseren fränkischen außerordentlich ähnlich. Das Grenzbonebed („Fischschuppenbank") führt Glaukonit, einige Kalkbänke des Glaukonitkalks zeigen Fluidalstruktur; wellige Kalkbänke erinnern an die Gekrösekalke, und im Eisenbahneinschnitt bei Bellevue (Rohrbach) findet man auch große Septarien. *Myophoria Goldfussi* (Oberbronn und Zabern) und *Trigonodus Sandbergeri* (Zabern) vervollständigen die Parallele. Ob der Kalk von Silbernachen (Calcaire de Servigny) dem Glaukonitkalk entspricht, läßt sich mit Sicherheit noch nicht entscheiden, da sein Liegendes nicht erschlossen ist und Vergleichsprofile fehlen. Petrographisch läßt er sich von den „Kristallkalken" im fränkischen Glaukonitkalk (Kupferzell) nicht unterscheiden (Benecke). Der Bairdienton zeigt weitgehende Übereinstimmung mit unserer Kochendorfer Fazies. An der Gehlbacher Mühle bei Saargemünd und in den kleinen Steinbrüchen ONO vom Bahnhof Falkenberg besteht er aus grangrünen bis gelbgrünen Mergelschiefern, in denen unter der Mitte — genau in gleicher Höhe wie diesseits des Rheins — Lagen mit weißen Schälchen oder Schüppchen auftreten, die nie größer sind als die Schalen von *Bairdia pirus* und von denen eine größere Anzahl genau die Formen von Bairdien zeigt. Die meisten Schalen sind in dem kurzbrüchigen, oft schmierigen Material allerdings zerdrückt, so daß sich beim Schlämmen, wie mir Herr Prof. Benecke mitteilte, keine Bairdien nachweisen ließen.

Die **Terebratelschichten** beginnen mit der oberen Terebratelbank, die besonders typisch und fossilreich bei Falkenberg entwickelt ist. Wie in Franken fand ich sie auch hier stets rein kalkig. Eine dolomitische Ausbildung wird zwar von Saargemünd beschrieben; mindestens wäre sie anormal und rein lokal, auf sekundäre Umwandlung zurückzuführen. Die auffallende Mächtigkeitsabnahme der Terebratelschichten in dem Profil von der Gehlbacher Mühle (van Werveke) wird wohl darauf zurückzuführen

sein, daß die unterste Bank noch nicht die Hauptterebratelbank ist. Im Gebiet der französischen Nied bei Kurzel, Peplingen, Vaucremont werden die zwischen G II und K liegenden Bänke dolomitisch, ein reicher gelber Terebrateldolomit, bei Vaucremont auch die Lagen zwischen G I und G II. Im Elsaß dagegen treten nach Süden die Mergellager sehr zurück; obere Terebratelbank und Sphärocodienkalk sind noch rein kalkig, während der übrige Teil der Terebratelschichten nach Süden ein einheitlicher Dolomit wird, der besonders *Myophoria Goldfussi* führt. Die „Kiesbank" kann verschwinden, auskeilen, wo der Charakter der Schichten mehr riffartig wird, wie z. B. auch bei Krensheim in Bayern, wo alle Mergellagen am Terebratelriff auskeilen.

Hauptterebratelbank (H.T.).

Die Hauptterebratelbank ist jenseits des Rheines durchschnittlich mächtiger als diesseits, meistens über 1 m. Überall ließ sie sich nachweisen, sie ist daher ein vorzüglicher Leithorizont; petrographisch läßt sie sich von der fränkischen ebensowenig unterscheiden wie faunistisch. Bei Aidlingen enthält sie oben dolomitische Terebratelsteinkerne; auch bei Wasselnheim ist sie oben dolomitisch, und bei Sulzbad ist sie ein massiger Dolomit mit Schrägstruktur und nur ganz unten noch kalkig.

Gervillienkalk.

Die untere Grenze des Gervillienkalks läßt sich nicht scharf ziehen; man kann darüber streiten. Dagegen liefert die Bank der kleinen Terebrateln eine gute Trennungslinie. Bei Aidlingen liegt sie sehr reich an kleinen Terebrateln etwa 4 m unter der Hauptterebratelbank; am Ruhlinger Bach bei Wölferdingen findet man in ihrem Niveau Platten mit kleinen *Pecten* und *Myophoria Goldfussi*; sehr wertvoll ist sie bei Wasselnheim—Zeinsheim—Küttolzheim, wo sie *Myophoria Goldfussi. Pseudomonotis* (*Pecten*) *Alberti, Lima, Gervillia socialis* führt, dazu noch Sphärocodien, allerdings in Kümmerformen. Hier liegt sie 5,8 m unter der Hauptterebratelbank, und 3 bezw. 4 Mergelbänke teilen hier den oberen Gervillienkalk ein. Die oberste verschwindet allerdings schon bei Sulzbad, wo 1 m Muschelquader dicht unter der Hauptterebratelbank folgen. Hier ist auch der Gervillienkalk reich an Dolomit, der bei Wasselnheim in diesem Niveau sehr zurücktritt. Ziemlich durchgehend lassen sich in Lothringen Gervillienbänke (1 m unter H.T.) und *Mytilus*-Bänke ($1\frac{1}{2}$—2 m unter H.T.) nachweisen. Gervillien sind ja überhaupt im Gervillienkalk häufig, und Bänke mit ihren weißen Schalenquerschnitten nennt man Hebräer. Oben bedecken sie jedoch ganze Schichtflächen. Die *Mytilus*-Platten stehen sehr schön an bei Aidlingen, Falkenberg und Wölferdingen. Sie führen *Mytilus* (*Mytilina*) *eduliformis, Gervillia socialis, substriata, subcostata, Terquemia, Myoconcha gastrochaena*

und vor allem die kleine Auster *Ostrea sessilis*. Bei Wölferdingen tritt im Ruhlinger Bach, 10—10½ m unter H. T., eine reiche *Pecten*-Bank heraus, die *Ceratites nodosus* führt. *Pecten laevigatus* tritt sonst gegen Franken sehr zurück.

Nördlich von Busendorf bei Filsdorf (N) liefert ein kleiner Aufschluß neben *Lima*, *Gervillia*, *Pecten laevigatus*, Austern und *Ceratites nodosus* auch hellblaue „Küstenkalke“ mit Sphärocodien. Küstenkalke nannte ich in Franken hellblaue Kalke, auffallend reich an kleinen schwarzen Einschlüssen, die z. T. oolithartig aussehen, bald sich in Schlieren vereinigen, bald dicke dunkle Lagen bilden. Bei uns sind sie am häufigsten in nächster Nähe des Rieses, d. h. im Jagsttal (Kirchberg—Crailsheim) und im Bühlertal (Sulzdorf—Bühlerthann). Hier dagegen künden sie die Nähe des Ardennenfestlandes an und führen auch Sphärocodien. Eine genauere Einreihung war noch nicht möglich.

Austernriffe.

Sehr häufig ist im lothringischen Muschelkalk die kleine Auster *Ostrea sessilis* (*ostracina*) oder *Anomia*. In den *Mytilus*-Platten besiedelt sie vielfach andere Fossilien. In den Terebratelschichten so gut wie im Gervillienkalk bildet sie manchmal größere Knollen, Austernklötze-Riffe. Bei Bellevue zeigte ein dicker Austernklotz und in der Mitte einen Ceratiten, der konzentrisch überzogen worden war. Die Austernriffe sind sehr zäh und finden vorzügliche Verwendung als Randsteine. Im Taubergebiet fand ich Riffe von 1,8 m Höhe und 2,5 m Breite, welche sich in die darunter liegenden Schichten eingesenkt hatten. Bei Aidlingen war ein Austernriff mindestens 6 m breit und 2,6 m hoch. Es reichte etwa von der Bank der kleinen Terebrateln bis in die *Mytilus*-Platten. Hier hat auch Benecke früher ein Einsinken dieser Riffe in den Untergrund beobachtet. (Schluß folgt.)

Neue Instrumente und Beobachtungsmethoden.

Mineralog. Demonstrationsmikroskop mit Tischrevolver.

Von **C. Leiss.**

(Mitteilung aus der R. Fuess'schen Werkstätte in Berlin-Steglitz.)

Mit 2 Textfiguren.

Die Fig. 1 und 2 zeigen ein Demonstrationsmikroskop, welches gestattet, den Studierenden in rascher Folge 6 Präparate im polarisierten Licht vorzuführen. Auf die Drehbarkeit der einzelnen Präparate wurde bei der Konstruktion dieses kleinen Instrumentes verzichtet. Dagegen ist der als Revolverscheibe ausgebildete Objekttisch so groß gewählt, daß jedes einzelne der 6 Präparate im Format 28 × 48 m/m nicht nur innerhalb der erforderlichen Grenzen

Fig. 1.

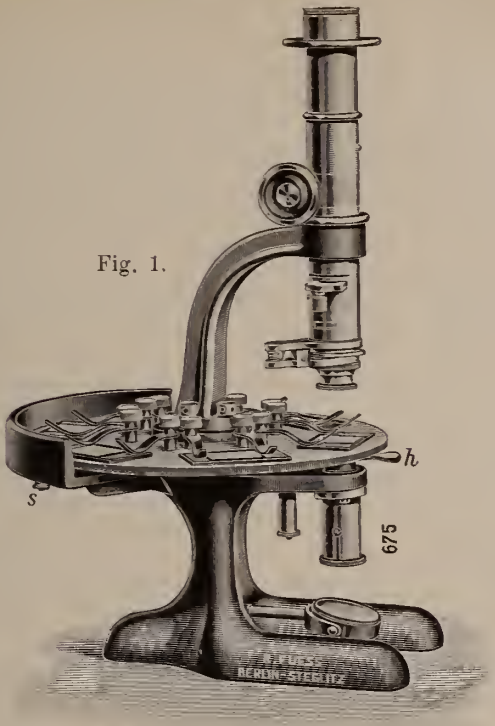
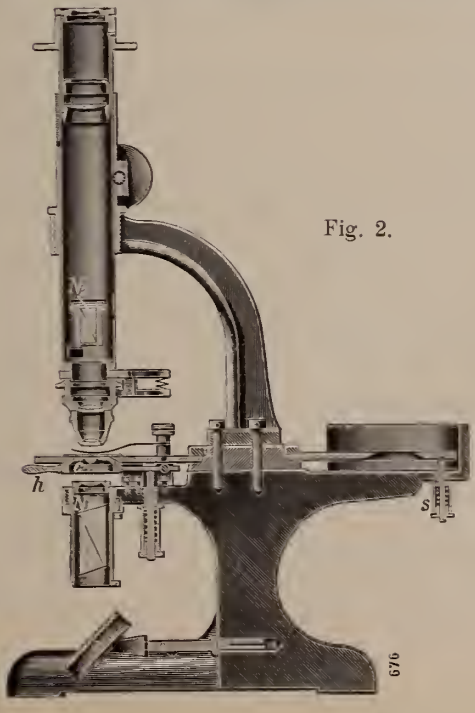


Fig. 2.



in der Ebene verschoben, sondern auch durch freihändige Drehung in jene Lage gebracht werden kann, welche erforderlich ist, um an jedem Präparat den Studierenden diejenigen Erscheinungen zu zeigen, auf die es jeweilig ankommt. Der Dozent ist also mit Hilfe eines solch kleinen Instrumentes imstande, z. B. an 6 Dünnschliffen, die einmal auf der Tischscheibe befestigt sind, immer wieder bestimmte charakteristische Erscheinungen zu zeigen. Der Ort für jedes einzelne der 6 Präparate ist auf dem Rand der Revolverscheibe durch eine Nummer (1—6) deutlich gekennzeichnet; außerdem ist auf der Revolverscheibe reichlich Platz vorhanden, um durch aufgeklebte Zettel eine Erläuterung der einzelnen Objekte zu geben.

Der Rand der Revolverscheibe ist zum bequemen Drehen der Scheibe grob gezahnt. Ein unterhalb der Scheibe wirkender federnder Stift *s* sorgt ähnlich wie bei einem Objektivrevolver für eine bestimmte Lage jedes einzelnen Präparates nach Einschaltung desselben in den Strahlengang des Mikroskops. Zum Festhalten der Präparate dienen die üblichen Federklemmen, für welche eine große Anzahl von Löchern in der Revolverscheibe vorgesehen sind, so daß man je nach der Lage des Präparates die Federklemmen an den verschiedensten Stellen in die Scheibe einstecken kann.

Für die konoskopische Beobachtung ist auch bei diesem Demonstrationsmikroskop durch eine außerordentlich bequem zu handhabende Vorrichtung gesorgt. Mit Hilfe dieser ist es möglich, rasch von der orthoskopischen zur konoskopischen Beobachtung überzugehen. Soll für die konoskopische Beobachtung die Linse *c* für konvergentes Licht in den Strahlengang eingeschaltet werden, so ist weiter nichts nötig, als mit Hilfe des kleinen Hebels *h* eine kurze drehende Bewegung nach rechts zu machen, worauf sofort der Träger der Kondensorlinse *c* gegen die untere Fläche der Revolverscheibe gedrückt und beim Passieren einer der 6 Durchblicksöffnungen des Tisches sofort in die Gebrauchsstellung einschnappt. Wird nun die Revolverscheibe mit den Präparaten weitergedreht, so senkt sich die Kondensorlinse automatisch nach unten, um bei der nächstfolgenden Durchblicksöffnung sofort wieder automatisch in die Gebrauchsstellung einzurücken. Wird die Linse für konvergentes Licht nicht gebraucht, dann hat man weiter nichts zu tun, als an dem kleinen Hebel *h* die Linsenfassung nach unten zu drücken und gleichzeitig eine drehende Bewegung nach links zu machen, worauf die Linse sich außer Gebrauchsstellung befindet und arretiert ist.

Ein den hinteren Teil der Revolverscheibe umgebender Rand schützt die Präparate gegen ein unwillkürliches Verschieben durch die Beobachter.

Der Tubus ist durch Zahn und Trieb einstellbar. Als Analysator dient ein im Tubus untergebrachtes aus- und einschaltbares Nicol mit senkrechten Endflächen nach Glan-Thomson.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Die Diskordanz diluvialer Ablagerungen im Samland und im Fläming[1].

Von **Erich Meyer.**

In seinem Aufsatz „Über die Diskordanz der Geschiebemergelablagerungen Norddeutschlands[2]“ zieht Tornquist meine Arbeitsgebiete im Samland und Fläming als Beispiel heran und gibt mir so Gelegenheit, mich auch meinerseits zu diesem interessanten Problem zu äußern.

Tornquist's Ausführungen lenken in dankenswerter Weise die Aufmerksamkeit ganz allgemein darauf, daß die Diskordanz zweier Geschiebemergelbänke, einer unteren, gefalteten und einer oberen, dünnen, ungefalteten Bank, nicht immer die Annahme eines zweimaligen Eisvorstoßes notwendig mache, vielmehr könne die untere gestauchte Bank vielfach als die eigentliche „Grundmoräne“ angesehen werden, die unter dem Eise abgesetzt und zusammengeschoben sei, während die obere Bank oft nur die beim Abschmelzen des Eises niedergesunkene „Innenmoräne“ sei, die dann eine flach gelagerte relativ dünne Decke über der zusammengestauchten und z. T. wieder vom Eise erodierten Grundmoräne bilde.

Diese Idee, die ich zuerst bei der Lektüre von Tornquist's Geologie von Ostpreußen[3] kennen lernte, ist unzweifelhaft sehr beachtenswert; örtlich ist sie übrigens schon früher von anderen Autoren verwertet worden, z. B. von Kaunhowen in der Erläuterung zu Blatt Theerwisch.

Allgemein scheint sie indessen noch nicht diejenige Aufmerksamkeit gefunden zu haben, die sie verdienen dürfte.

Auf die meine eigenen Arbeitsgebiete betreffenden beiden Fälle, die Tornquist heranzieht, ist sie indessen nicht oder nur in beschränktem Maße anwendbar.

Für den von mir aufgenommenen Anteil der samländischen Küste (Blatt Rauschen und Gr. Dirschkeim) schien der Tornquist-schen Deutung zunächst nichts zu widersprechen, da hier meist Glazialdiluvium auf Glazialdiluvium liegt und die obere, größtenteils entkalkte und nur 1—5 m mächtige Moränenbank ein oft ver-

[1] Der Druck dieses Aufsatzes hat sich leider sehr verzögert, da ich erst jetzt erfahren habe, daß mir schon 1912 eine Korrektur zugesandt worden ist, die verloren ging. D. Verf.

[2] Dies. Centralbl. 1911. p. 377—382.

[3] A. Tornquist, Geologie von Ostpreußen. Gebr. Borntträger, Berlin 1910. p. 144.

waschenes Aussehen hat, als hätte Wasser bei ihrem Absatz stellenweise mitgewirkt.

Etwas schwierig wurde die Sache allerdings schon, wo die obere Bank auf dem fluviatilen sogenannten „Dirschkeimer Sand" liegt. Aber man konnte annehmen, daß über diesen Sanden vielleicht gar keine Ablagerung eigentlicher Grundmoräne, vielleicht sogar Erosion stattgefunden habe: denn die Dirschkeimer Sande selbst müssen zwar in einem eisfreien Gebiet abgelagert sein, sind aber älter als die untere Moränenbank. Diese Verhältnisse ließen sich also mit der Deutung Tornquist's in Einklang bringen.

Nun liegt aber weiter im Süden, besonders auf Blatt Palmnicken, Lochstädt und Fischhausen, eine ebensolche dünne obere Lehmbank auf ausgedehnten Beckenablagerungen: tonstreifigen Mergelsanden und Tonmergeln, die selbst wiederum stellenweise auf einem Geschiebemergel lagern, der einem Teil der unteren Moränenbank entsprechen dürfte. Diese Beckenablagerungen dehnen sich von Norden nach Süden über mehr als $1\frac{1}{2}$ Meßtischblätter aus und liegen größtenteils an primärer Lagerstätte.

Dasselbe, wenn auch in kleinerem Maßstabe, findet nach einer mündlichen Mitteilung Herrn Tornaus östlich von meinem eigenen Aufnahmegebiet auf Blatt Neukuhren statt, wo die obere Moränenbank auf kilometerweit ausgedehnten feinsandigen Beckenablagerungen ruht.

Mögen diese Becken nun auch dicht vor dem Eisrand oder selbst zwischen Eiszungen gelegen haben, so war doch immerhin hier längere Zeit ein eisfreies Gebiet und die Auflagerung der oberen Moränenbank ist ohne einen erneuten — wenn auch wohl nur kurzen Eisvorstoß nicht denkbar.

Was für die unmittelbare Nachbarschaft im Osten und Süden galt, muß dann aber auch für die Nordwestecke des Samlandes angenommen werden. Und so kann ich die mir zuerst recht annehmbar erscheinende Tornquist'sche Deutung auf das Samland doch nicht anwenden.

Das vielfach verwaschene Aussehen der oberen Moränenbank dürfte sich dort aus einem Beckenanstau beim Rückzug des Eises erklären [1].

Im Fläming sind die Verhältnisse nicht ganz so einfach.

Bei den ersten Erörterungen mit Herrn Prof. Tornquist über seine neue Erklärungsweise hatte ich mündlich geäußert, daß danach ein Grund wegfallen würde, aus dem ich im Fläming bei Wittenberg auf das Vorhandensein einer zweimaligen Vereisung geschlossen hätte, und hatte mir vorbehalten, hierauf eingehender zurückzukommen.

[1] Vergl. E. Meyer, Bericht über die Hauptergebnisse seiner Aufnahmen im Samlande. Jahrb. d. k. geol. Landesanst. f. d. J. 1910. 31. Teil II. p. 625—627.

Tornquist erwähnt dies und ebenso die Äußerungen Schmierer's über ein dem meinen naheliegendes Aufnahmegebiet im Fläming.

Ich muß hier unsere Ergebnisse in den beiden Gebieten — die sich nicht decken — kurz darlegen, um die Tornquist'sche Deutung damit zu vergleichen.

I. In meinem Aufnahmegebiet bei Wittenberg[1] gibt es zwei diskordant gelagerte Schichtgruppen:

1. eine untere gefaltete Gruppe aus Tertiär und Diluvium zweifelhaften Alters (Kiese, Tonmergel und Geschiebemergel);

2. eine obere ungefaltete Gruppe (Geschiebemergel und Sand nebst Endmoränenbildungen).

Ich deutete die obere Gruppe als Absatz eines erneuten größeren Eisvorstoßes (Vereisung), durch den die untere Gruppe gefaltet und teilweise erodiert sei.

II. In Schmierer's Aufnahmegebiet bei Leitzkau[2] gibt es gar nicht zwei diskordant gelagerte Gruppen übereinander: dort steht stellenweise gefaltetes Oligocän und Diluvium zutage an, ohne daß diskordant eine ungefaltete Decke darauf läge, an anderen Stellen flacht sich anscheinend diese Faltung ganz aus, und die Schichten liegen ungefaltet. Die gefalteten gehen also in ungefaltete Schichten über.

Schmierer glaubt deshalb, zur Erklärung der dortigen Verhältnisse mit einer einzigen Vereisung auskommen zu können, indem er annimmt, der Geschiebemergel sei erst von dem Inlandeise horizontal abgelagert, dann seien die Schichten beim Rückzug des Eises vom Druck des Eisrandes stellenweise in Falten gelegt worden. Er begründet dies hauptsächlich dadurch, daß im östlichen Fläming bei Muskau die Faltung offenbar mit Endmoränenbildungen in genetischem Zusammenhang steht.

III. Tornquist endlich erklärt die bei Wittenberg vorhandene Diskordanz in der oben dargelegten Art und sucht in einer Äußerung Schmierer's eine Bestätigung seiner Deutung.

Dies ist insofern nicht angängig, als bei Schmierer gar keine Diskordanz im Diluvium vorhanden ist und er sich also auch nicht über die Deutung einer solchen äußert.

Tornquist's Anschauung als richtig vorausgesetzt, würde sich allerdings ein Widerspruch zwischen Schmierer und mir heben lassen.

[1] Vergl. E. Meyer, Das Faltungsgebiet des Flämings bei Wittenberg und Coswig i. Anhalt und der Nachweis seiner zweimaligen Vereisung. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1909. Teil II. Heft 2. p. 312—340.

[2] Th. Schmierer, Über ein glazial gefaltetes Gebiet auf dem westlichen Fläming, seine Tektonik und seine Stratigraphie unter besonderer Berücksichtigung des marinen Oberoligocäns. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1910. Teil I. Heft 1. p. 105—135.

Ich glaube nämlich, die tiefe regelmäßige Faltung des Tertiärs bei Wittenberg eher durch die stauende und zusammenschiebende Wirkung des vorrückenden Eises als durch den vertikalen Druck des Eisrandes beim Rückzuge des Gletscher erklären zu können.

Tornquist's Deutung gäbe nun die Möglichkeit, die Falten bei Leitzkau auch bei Annahme nur einer Eiszeit durch vorrückendes Eis zu erklären. Dies wäre indessen, wie mir Herr Schmierer mitteilt, gar nicht in seinem Sinne, da er daran festhält, daß eine derartig regelmäßige Faltung sich leichter durch den Druck des Eisrandes bei periodisch zum Stillstand kommendem Rückzuge erklären lasse.

Immerhin würde man nun zur Erklärung der Verhältnisse bei Wittenberg nur einer Vereisung bedürfen, wenn hier von den diluvialen Schichten nur der Geschiebemergel mitgefaltet wäre.

Meine Schlußfolgerungen beruhen aber auf dem Nachweis einer gleichartigen und gemeinschaftlichen Faltung von Miocän, südlichen Kiesen, Tonmergel, Mergelsanden und Geschiebemergel.

Von diesen Bildungen erweisen sich nun die südlichen Kiese (Milchquarze, Kieselschiefer, Quarzite, Grauwacken usw.), die von den sächsischen und schlesischen Gebirgen stammen dürften, als höchstwahrscheinlich interglazial[1], da im östlichen Fläming und in der Lausitz solche Kiesströme stellenweise von Geschiebemergel unter- und überlagert werden. Es kommt dazu, daß auch bei Coswig Interglazial in den von Keilhack beschriebenen Kieselgurablagerungen von Klieken vorliegt, die von Geschiebesanden unter- und überlagert werden (Erläuterung zu Blatt Coswig: Anh.).

Die Feinsand- oder Tonmergelablagerungen dürften auch in offenen Becken entstanden sein und sind vielleicht ebenfalls interglazial, da sie sich in einzelnen Bohrungen direkt auf südliche Kiese legen.

Zweifelhaft wird nur die Stellung des Geschiebemergels, dessen Faltung von mir an wenigen Stellen — namentlich am Teuchler Exerzierplatze — nachgewiesen werden konnte.

Aber selbst wenn dieser Geschiebemergel nun nach der Tornquist'schen Deutung der jüngsten Vereisung des Gebietes zugerechnet würde, so bliebe der Schluß bezüglich einer mehrfachen Vereisung der Gegend doch bestehen, da Interglazial vorhanden und dieses z. T. (namentlich die südlichen Kiese) mitgefaltet ist.

So beachtenswert die Ausführungen von Tornquist also auch für die allgemeine Deutung diluvialer Diskordanzen sind, so ge-

[1] Vergl. K. Keilhack, Bericht über die wichtigsten Ergebnisse der Aufnahmen auf dem Fläming während der Jahre 1901—1904. Jahrb. d. k. geol. Landesanst. Berlin f. d. J. 1904. p. 678 ff. und

O. von Linstow, Über Kiesströme vielleicht interglazialen Alters auf dem Gräfenhainichen—Schmiedeberger Plateau und in Anhalt. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. Berlin f. d. J. 1908. p. 327—336.

nügen sie in den hier behandelten beiden Fällen doch nicht — oder nicht allein — zur Erklärung der Verhältnisse, vielmehr scheint für den Fläming die Annahme einer zweimaligen Vereisung notwendig zu sein, für das Samland aber mindestens die Annahme einer Oszillation des Eisrandes, die die oberste flache Lehmdecke über den gestörten Untergrund ausbreitete.

Zwei neue Modelle der Dichtebestimmungswage[1].

Von **M. v. Schwarz** in München.

Mit 1 Textfigur.

In dem Streben, die Dichtebestimmungen von verschiedenen mineralischen Stoffen möglichst bequem und genau ausführen zu können, bin ich zur Konstruktion von 2 neuen Modellen der schon vor 3 Jahren hier beschriebenen Dichtebestimmungswage[2] gekommen.

Bei ersterer war der Meßbereich bis zu 10 g vorgesehen, womit man in der Regel sein Auskommen im Laboratorium finden kann, wenn es möglich ist, beliebig große Stücke von dem zu untersuchenden Körper herabzuschlagen. Bei feinkörnigen Gesteinen ging die Wage auch noch gut anzuwenden, bei sehr grobkörnigen allerdings erscheint dies aber nicht mehr empfehlenswert. So habe ich nun für diese Fälle, oder besser, ganz allgemein für den Petrographen, dem ja meist ziemlich reichliche Mengen von Material vorliegen, eine Wage anfertigen lassen, die gerade die zehnfachen Gewichte des bisherigen Modells anzeigt, deren Skala also bis 100 g reicht. Es ist nun zwar möglich, für diesen Zweck einen auswechselbaren Zeiger mit größeren Wagschalen anzubringen, doch stellt sich dessen Anfertigung fast höher als die eines ganzen Modells, da ja eine Skala — auf empirischem Wege geeicht — für zwei Pendel genaue Werte geben müßte, was naturgemäß nur sehr schwer zu erreichen ist.

Die äußere Skala reicht bis 33 g, während die innere einen Meßbereich von 30 bis 100 g aufweist. Zur Verwendung letzterer werden die Wagschalen an den zweiten Haken des Pendels gehängt, eine Manipulation, die sehr einfach mit einem Handgriff auszuführen ist. Dieses Modell scheint mir auch für fertige Fabrikate aus Halbedelsteinen sehr zweckmäßig, wenn es sich um größere Stücke handelt, die mit dem gewöhnlichen (normalen) Modell der Wage wegen ihren zu großen Dimensionen nicht mehr zu bestimmen sind. Für die zolltechnische Praxis, wo es sich häufig um Kontrolle von Rohprodukten und Halbfertigprodukten

[1] Die Wagen werden von A. Dresdner in Merseburg a. d. Saale hergestellt und sind gesetzlich geschützt.

[2] Dies. Centralbl. 1910. No. 11. p. 447.

handelt, möchte ich das gewöhnliche Modell empfehlen[1]. Zur Prüfung der Wage wurde die Skala durch Auflegen von Gewichten kontrolliert und weiterhin das spezifische Gewicht einer Reihe von Mineral-Bruchstücken ermittelt, deren spezifischen Gewichte genau zu ermitteln waren. Dazu wurden die spezifischen Gewichte von großen Stücken (meist Magnesites) auf einer genauen hydrostatischen Wage ermittelt und dann in Bruchstücke von geeigneter Größe zerschlagen. Die Tabelle zeigt wohl am besten die gute Uebereinstimmung der Resultate.

Das zweite Modell der Wage ist speziell für den Edelsteinhändler bestimmt und weist daher eine entsprechend fein geteilte Skala auf, deren Meßbereich sich bis 800 Milligramm erstreckt. Auch hier sind zwei Skalen vorgesehen, eine von 0 bis 320 mg, in Milligramm geteilt, und die zweite von 300 bis 800 mg; diese hat Teilstriche mit einem Intervall von 5 Milligramm, die aber voneinander noch reichlich weit abstehen, so daß Milligramm leicht eingeschätzt werden können. Die Skalen sind wie bei dem früher beschriebenen Modell zu verwenden, indem die Wagschalen für die innere (0,300—0,800 g) Teilung an einen Haken des Pendels gehängt werden, der dem Drehpunkte desselben entsprechend näher liegt. Die Anordnung des Skalabogens ist hier eine von dem früher beschriebenen Modell verschiedene. Sie ist um 45^0 davon verdreht angebracht, was durch die kleinen, hier in Frage kommenden Gewichte bedingt ist. Die bisherige Form hat sich für diese kleinen Belastungen nicht bewährt, wie ich durch mehrfache Versuche herausgefunden habe, weil hierbei der Zeiger zu dünn und dadurch zu wenig widerstandsfähig war. Auch hier wurden die Genauigkeiten der Skalaangaben durch Auflegen von Gewichten kontrolliert und eine Anzahl von Dichtebestimmungen ausgeführt, welche die zu erreichende Genauigkeit am besten veranschaulichen. Die Tabelle zeigt die so gewonnenen Resultate. Was die Verwendbarkeit dieses Modells betrifft, so scheint es mir besonders für Edelsteinhändler geeignet, denn das spezifische Gewicht ist wohl das sicherste und bequemste Mittel zur Kontrolle von Edelsteinen, wird aber bisher noch viel zu wenig von den in Frage kommenden Kreisen berücksichtigt, was wohl der bisher zu umständlichen Manipulation, besonders bei kleinen Steinen, zuzuschreiben ist. Fernerhin dürfte dieses Modell dem Mineralogen und Kristallographen gute Dienste leisten, weil damit noch recht kleine Kristalle auf das spezifische Gewicht hin einfach und genau zu prüfen sind. Aber selbst auch für den Petrographen scheint es mir empfehlenswert, denn er ist dadurch in der Lage, das spezifische Gewicht von kleinen Mineralsplittern zu bestimmen,

[1] Vergleiche meine Untersuchungen über das spezifische Gewicht von Ferrosilicium. Dissertation. München 1912. Ein Auszug davon in „Ferrum“ 1913.

die er, zum Beispiele von einem einigermaßen grobkörnigen Gestein, mechanisch herauspräparieren kann.

Anmerkung. Für denjenigen, dem meine erste Veröffentlichung nicht zugänglich, sei hier eine kurze Gebrauchsanweisung gegeben. Die untere Wagschale wird in den Zylinder eingetaucht,

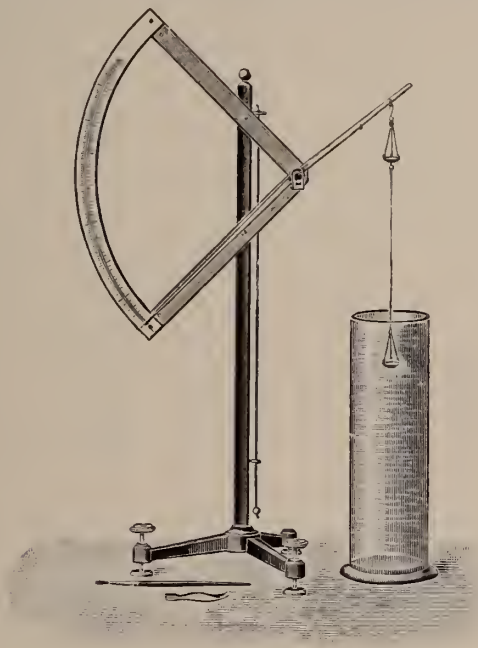


Fig. 1.

der bis zur Marke mit ausgekochtem, destilliertem Wasser gefüllt ist. Hierauf erfolgt die Einstellung des Zeigers auf den Nullpunkt der Skala, was durch Drehen der Fuß-Schrauben bewerkstelligt wird. Durch Auflegen des zu untersuchenden Körpers auf die obere Wagschale wird dessen absolutes Gewicht (= m) bestimmt; hierauf bringt man ihn auf die untere Schale ins Wasser und liest die Zeigerstellung abermals ab. Die Differenz gegenüber der ersten Ablesung entspricht seinem Volumen (= v). Das spezifische Gewicht (= s) erhält man dann durch eine einfache Division m : v = s, wobei ein Rechenschieber sehr bequem zu verwenden ist. Hat man es in der Hand, beliebig große Stücke des zu untersuchenden Materials abzuschlagen, so wählt man sie zweckentsprechend beim leichten Modell von 0,15—0,25 g oder gegen 0,8 g, beim schweren entweder gegen 30 oder gegen 100 g, weil dann die Genauigkeit die höchste wird. Man kann gleichzeitig auch mehrere Splitter auflegen und erhält so gleich Mittelwerte, was manchmal auch zweckmäßig ist.

Übersicht über die mit der schweren (10fachen) Wage ermittelten spezifischen Gewichte (bei 17.5° C).

Bruchstücke vom Mineral	Absolutes Gewicht in Gramm	Spezifisches Gewicht	Spezifisches Gewicht des Minerals auf der hydrostatischen Wage
Magnesit von Goldegg	44,7	3,06	3,056
	66,6	3,03	
	80,7	3,02	
	53,0	3,02	
	71,1	3,03	
	73,7	3,04	
Magnesit von Goldegg	95,8	2,95	2,956
	71,2	2,96	
	87,4	2,93	
	63,8	2,96	
	57,3	3,00	
	45,3	2,97	
	31,2	2,98	
Magnesit von Goldegg	17,0	2,96	2,959
	28,7	2,96	
	47,8	2,97	
Magnesit von Goldegg	56,4	3,03	2,998
	51,1	2,99	
Magnesit von Goldegg	60,2	3,04	3,012
	40,3	2,97	
	32,5	3,01	
	20,8	3,02	
Magnesit von Goldegg	18,7	3,06	3,003
	38,3	2,98	
	64,9	3,07	
Dolomit von Goldegg	33,8	2,87	2,863
	78,8	2,90	
Kalkstein von Goldegg	47,2	2,68	2,676

Tabelle der Resultate mit dem leichten Modell.

Mineral	Absolutes Gewicht in Gramm	Spezifisches Gewicht	Dichte nach Klockmann's Mineralogie
Spaltungsstück eines Dolomites von Traversella	0,232	2,93	2,85—2,95
	0,394	2,91	
	0,227	2,92	
Spaltungsstück von Fluorit	0,616	3,14	3,1—3,2
	0,218	3,17	
	0,227	3,15	
Spaltungsstück von Calcit	0,193	2,72	2,6—2,8
	0,313	2,74	
	0,169	2,73	
Bruchstück von Quarz	0,413	2,65	2,65—2,66
	0,696	2,65	
	0,687	2,65	
Spaltungsstück von Apatit	0,602	3,17	3,16—3,22
	0,740	3,17	
	0,255	3,22	
Kristalle von Zirkon	0,165	4,46	4,4—4,7
	0,153	4,49	
	0,247	4,55	
Spaltungsstück von Rutil	0,420	4,28	4,2—4,3
	0,243	4,27	
	0,727	4,28	
Spaltungsstück von Baryt	0,233	4,59	4,3—4,7
	0,581	4,66	
	0,730	4,54	
Diamant	0,096	3,49	3,50—3,53
	0,080	3,52	
	0,068	3,51	
	0,310	3,54	
	0,716	3,54	
Smaragd (geschliffen)	0,221	2,71	2,67—2,76
	0,118	2,72	
	0,294	2,67	
	0,397	2,76	
	0,078	2,72	
	0,305	2,74	

Tabelle der Resultate mit dem leichten Modell. (Fortsetzung.)

Mineral	Absolutes Gewicht in Gramm	Spezifisches Gewicht	Dichte nach Klockmann's Mineralogie
Sapphir	0,288	3,95	3,9—4,0
	0,183	4,05	
	0,252	3,94	
	0,207	3,98	
	0,750	3,98	
Topas von Schneckenstein	0,401	3,57	3,4—3,6
	0,299	3,56	
	0,707	3,57	
	0,717	3,55	
	0,770	3,57	
Almandin	0,149	4,15	4,1—4,3
	0,283	4,22	
	0,303	4,27	
	0,664	4,18	
	0,475	4,14	

Mineralogisch-Geologisches-Laboratorium der Kgl. Technischen Hochschule zu München, im Juni 1913.

Neue Funde von Gesteinen der Alkalireihe auf Timor.

Von **H. A. Brouwer** in Batavia.

Die hier beschriebenen Gesteine wurden gesammelt während der Timor-Expedition unter Führung von Prof. Dr. G. A. F. Molengraaff (1910—1912).

Die Tiefen-, Gang- und Effusivgesteine der foyaitisch-theralitischen Magmen gehören zu den Seltenheiten im Niederländisch-Ostindischen Archipel. Das erste foyaitische Gestein beschrieb Wichmann [1] von Timor; es wurde von Macklot im Jahre 1829 als Gerölle im Fluß Banatette bei Pariti gesammelt.

Unter den von P. und F. Sarasin am Pik von Maros (Celebes) gesammelten Gesteinen fand Schmidt [2] neben alkalireichen Effusivgesteinen auch einige shonkinitische und bostonitische Gesteine als Ge-

[1] A. Wichmann, Gesteine von Timor. Samml. d. Geol. Reichsmuseums in Leiden. Serie I. 2. 1882—1887. p. 85. Nach Prof. Wichmann sind die von ihm aus West-Timor beschriebenen Gesteine verwandt mit den später beschriebenen Gesteinen aus der Familie der Shonkinite und Theralite (briefliche Mitteilung).

[2] C. Schmidt, Untersuchung einiger Gesteinssuiten, gesammelt in Celebes von P. und F. Sarasin. Anhang zu P. und F. Sarasin, Materialien zu einer Naturgeschichte der Insel Celebes. IV. Wiesbaden 1901.

rölle im Bache Gentungan, und später sammelte Schmidt an derselben Lokalität neben Geschieben von Monzonit, Shonkinit, Umptekit, Theralit und Alkali-Erguß- und Ganggesteinen auch Glimmerfoyait[1].

Während der Timor-Expedition unter Führung von Prof. Dr. G. A. F. Molengraaff wurden an mehreren Stellen feinkörnige bis dichte oder porphyrische alkalitrachytische und keratophyrische Gesteine gesammelt, während shonkinitisch-theralitische Gesteine in großen Blöcken vorgefunden wurden im Bache Kolkoil am Kreuzpunkt mit dem Fußweg von Pariti nach Nuataus (West-Timor). Wahrscheinlich vereinigt dieser Noil Kolkoil sich stromab mit dem Noil Banatette, und so könnte das von Wichmann[2] beschriebene foyaitische Gestein, das bei der Mündung vom Noil Banatette bei Pariti gesammelt wurde, demselben Vorkommen zugehören. Ein camptonitisches Gestein wurde gesammelt am linken Ufer des Noil Tonini beim Fatu Tonini (Landschaft Amanubang) und ein anderes shonkinitisch-theralitisches Gestein an der Uferwand des Noil Nimassi zwischen Kaoneke und Haumeni (Mitten-Timor).

Alkalitrachyte und Keratophyre.

Diese Gesteine sind ohne Rücksicht auf ihr geologisches Alter unter diesen Namen zusammengefaßt. In den meisten Gesteinen sind die herrschenden Feldspäte: Orthoklas, Natronorthoklas oder Anorthoklas und Albit oder saurer Plagioklas. Ein großer Teil der keratophyrischen Gesteine gehört zu den Ergußformen der Alkalikalkmagmen; ihre Verbreitungsgebiete im Fichtelgebirge, Harz- und Saar-Nahe-Gebiet sind z. B. typische Provinzen der Alkalikalkmagmen. Die unten erwähnten Gesteine, die keine nachweisbare Alkalipyroxene oder Alkaliamphibole enthalten, können also auch Ergußformen von Alkalikalkmagmen darstellen. In einigen Gesteinen tritt Quarz unter den Gemengteilen der Grundmasse auf. Makroskopisch ist eine schlierige Fluidalstruktur in einigen Gesteinen schon deutlich wahrnehmbar, während die Parallelstruktur in anderen Gesteinen ein Druckphänomen ist. Es gibt sehr einsprenglingreiche und einsprenglingfreie Gesteine mit deren Übergänge. Ein einsprenglingreiches Gestein von der Uferwand des Noil Manumea, nahe stromab vom Militärbiwak, enthält zahlreiche Einsprenglinge von rotem Albit in einer Grundmasse, die Ägirin, Erz und Chlorit in einer farblosen Masse enthält. Zwischen gekreuzten Nicols erkennt man in dieser Masse neben Natron- und Kalifeldspat auch ziemlich viel Quarz. Zum Teil sind diese Mineralien gewiß sekundär, ebenso wie der Chlorit.

Andere einsprenglingreiche Gesteine wurden gesammelt im Tal des Noil Musa zwischen Nunu-Nai und Mena (mit schöner

[1] H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. 1907. II. 1. p. 224.

[2] A. Wichmann, l. c. p. 85.

säulenförmiger Absonderung) und am Weg von Tunbaba nach Haumeni. Diese beiden Gesteine sind einander und gewissen Tinguaitporphyren sehr ähnlich; sie enthalten zahlreiche weiße Feldspateinsprenglinge in einer grünlichen Grundmasse, die mikroskopisch aber nicht die für die Tinguaitstruktur charakteristischen zahlreichen nadelförmigen Ägirinsäulchen enthält. Die Einsprenglinge bestehen hauptsächlich aus Anorthoklas oder Natronorthoklas und deren Perthiten, während die trachytoide Grundmasse aus denselben Feldspäten, blaßgrünem Augit, Erz, viel Chlorit und Sericit besteht. Außerdem enthält das Gestein des Noil Musa noch, zum Teil resorbierten, Biotit und Apatit und das andere Gestein noch Quarz und ein unregelmäßig begrenztes, blaues, stark pleochroitisches Mineral, das zu den Alkaliamphibolen gehören könnte. Schistose einsprenglingarme bis -freie Alkalitrachyte bilden den Fatu Menasse (= alter Berg) zwischen Toi und Putain und die letzten Hügel vor der Talau-Ebene links vom Wege Atapupu-Lahurus. Diese Gesteine enthalten nur sehr wenig Ägirin, während die Feldspäte (Anorthoklas oder Natronorthoklas, und Plagioklas mit geringer Auslöschungsschiefe) deutliche Druckphänomene, wie Verbiegung und undulöse Auslöschung, zeigen. Beide Gesteine enthalten ziemlich viel kleine Erzkriställchen. Als sekundäre Mineralien sieht man Chlorit und Calcit im Gestein des Fatu Menasse, Chlorit und Eisenhydroxyden im Gestein am Wege von Atapupu nach Lahurus.

Makroskopisch zum Teil bostonitähnliche Gesteine bilden den Fatu Sanan am rechten Ufer des Noil Besi zwischen Bonleo und Bedjeli. Diese Gesteine enthalten keinen Ägirin oder Ägirinaugit, aber eine bräunliche eisenreiche und eine chlorit- oder sericitähnliche sekundäre Substanz. Die Struktur ist trachytoide, die Feldspäte sind Anorthoklas oder Natronorthoklas und saurer Plagioklas, zum Teil in mikroperthitischer Verwachsung miteinander.

Vom Gestein am Wege von Tunbaba nach Haumeni wurde eine chemische Analyse von Herrn F. Pisani in Paris ausgeführt. Sie ist mit der von verwandten Gesteinen in untenstehender Tabelle zusammengestellt:

	I	II	III	IV	V
SiO_2	65,10	66,70	63,20	66,10	70,15
TiO_2	0,39	0,40	0,46	—	0,65
Al_2O_3	14,10	16,60	17,45	13,45	10,60
Fe_2O_3	2,70	2,33	3,60	6,30	5,77
FeO	1,71	0,87	n. b.	0,45	1,74
MnO	—	—	—	—	0,52
CaO	1,55	1,48	1,40	0,60	0,72
MgO	2,45	1,08	0,75	0,92	0,35
K_2O	4,92	4,60	5,88	5,04	4,09
Na_2O	5,45	5,80	6,90	5,42	5,30
H_2O	2,10[1]	—	0,50	2,10	Sp.
P_2O_5	—	0,06	—	—	—
Summe	100,47	99,92	100,14	100,38	99,89.

[1] Glühverlust.

I. Alkalitrachyt. Am Pfad von Tunbaba nach Haumeni, Timor. (Anal. F. Pisani.)

II. Domit. Puy de Dome, Auvergne. Vergl. H. Rosenbusch, Elemente. 1910. p. 347.

III. Nordmarkit. Tonsenas, Norwegen. Vergl. W. C. Brögger, Zeitschrift f. Krist. 16. 1890. p. 54.

IV. Sanidinit. Holbak, Siebenbürgen. Vergl. C. v. John, Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien. XLIX. 1899. p. 566.

V. Grorudit. Grussletten, Norwegen. Vergl. W. C. Brögger, Die Eruptivgesteine des Kristianiagebiets. I. 1894. p. 48.

Das Gestein (I) gehört, wie aus den oben erwähnten mineralogischen Eigenschaften hervorgeht, nicht zu den typischen Alkalitrachyten. Auch chemisch hat das Gestein nicht den sehr geringen Gehalt an Ca O und Mg O. Das molekulare Verhältnis von Al_2O_3 zu den Alkalien ist ungefähr 1 : 1 mit einem sehr kleinen Rest von Alkalien.

Shonkinitisch-theralitische Gesteine.

Diese Gesteine wurden gesammelt von großen Blöcken im Noil Kolkoil, beim Kreuzpunkt mit dem Fußweg von Pariti nach Nuataus.

Es sind mittelkörnige Gesteine mit ungefähr gleichen Mengen dunkler und heller Mineralien.

U. d. M. gewahrt man ein Gemenge von Feldspäten und Augit, weiter sieht man Titanomagnetit, Biotit, Apatit, etwas Pyrit und viele sekundäre Mineralien: Chlorit und Sericit, radialstrahlige Zeolithe und Analcim.

Die meisten Feldspäte sind stark umgewandelt, was ihre genaue Bestimmung erschwert. Polysynthetisch verzwillingte und nicht- oder nur nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingte Kristalle kommen in mikroperthitischer Verwachsung und auch in gesonderten Kristallen vor. Die erstgenannten gehören zu Albit oder anderen sauren Plagioklasen; meistens sind die symmetrischen Auslöschungen nicht größer wie 5°, in einzelnen Fällen wurden symmetrische Auslöschungen bis 17° wahrgenommen. Die letztgenannten gehören zu Orthoklas oder Anorthoklas. Die Feldspäte sind in Zeolithe, Sericit oder eine chloritähnliche Substanz umgewandelt. Die Umwandlung in Sericit ist am meisten verbreitet, die Schüppchen haben bisweilen den ganzen ursprünglichen Feldspatkristall ausgefüllt.

Der schwach violettgefärbte Augit ist deutlich pleochroitisch, fast unversehrt erhalten und meist gut idiomorph in der Zone der Saulachse. In geringer Menge treten eine chloritähnliche Substanz und etwas Carbonat in einigen Augiten als Umwandlungsprodukt auf.

Der Biotit bildet stark pleochroitische Kriställchen, in denen oft braunrote und grüne Teile miteinander verwachsen vorkommen.

Meist ist der stark von dunkel braunrot bis hell bräunlichgelb pleochroitische Biotit zum Teil vom grünen Biotit, der stark pleochroitisch ist von dunkelgrün bis hell grünlichgelb, umwachsen. Der reichliche Apatit bildet lange und schlanke Säulchen, die in den hellen Mineralien eingeschlossen vorkommen und in der sekundären Substanz unversehrt erhalten liegen. Die Titanomagnetitkristalle sind bisweilen idiomorph, aber meistenteils eckig begrenzt.

Radialstrahlige Zeolithe und Analcim füllen die eckigen Räume zwischen den übrigen Gemengteilen; die erstgenannten haben bald positive, bald negative Längsrichtung. Der Analcim zeigt deutliche Anomalien und ist bisweilen trübe durch zahlreiche feine Einschlüsse, während man zwischen gekreuzten Nicols öfters feine Schüppchen erkennt, die aussehen wie Sericit. Kleine Fleckchen eines Minerals mit der Doppelbrechung des Nephelins sieht man bisweilen im Analcim; übrigens sind die mit Analcim erfüllten Räume meistens eckig begrenzt, so daß aus der Form nicht auf die Anwesenheit von ursprünglichem Nephelin geschlossen werden kann. Makroskopisch konnte eine Kristallform, wie die des Nephelins, ausnahmsweise erkannt werden.

Die grüne faserig echloritähnliche Substanz ist zum größten Teil stärker doppelbrechend wie normaler Chlorit und weniger stark pleochroitisch wie der Biotit. Radialstrahliger Bau mit positiver Längsrichtung kommt vor. Man findet diese Substanz zwischen den übrigen Mineralien, auch in den Feldspäten und nur wenig in den Augiten, während sie wahrscheinlich auch Pseudomorphosen bildet nach einem meist abgerundeten Mineral, das aber auch Kristallformen zeigt, die denen des Olivins sehr ähnlich sind. Bisweilen bestehen diese nicht aus einer faserigen, sondern aus einer homogenen iddingsitähnlichen Substanz mit offenen Spaltrissen und einem Pleochroismus von grün nach hellgrünlichgelb. Bei der Umwandlung des Olivins im Shonkinit des Yogo Peak (Montana)[1] tritt an die Stelle dieses Minerals eine gelbliche, glimmerähnliche Substanz, während der Eisengehalt sich in schwarzen Erzkörnern ausscheidet. Ein Erzrand wurde ausnahmsweise um die faserige, grüne Substanz in dem hier beschriebenen Gestein wahrgenommen.

Die mineralogische Zusammensetzung ist der vom Gesteine des Noil Banatette[2] sehr ähnlich; makroskopisch zeigt das Gestein der Macklot'schen Sammlung eine mehr rötliche Farbe. Mikroskopisch sieht man auch in diesem Gestein stark veränderte Feldspäte und Feldspatoide und den Augit nicht oder nur wenig in eine chloritische oder eisenreiche Substanz umgewandelt.

[1] L. V. Pirsson, Petrography and Geology of the igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana. Bulletin No. 237. Un. States Geol. Survey. Washington 1905.

[2] A. Wichmann, Gesteine von Timor. l. c. p. 85.

Abgerundete Stücke in einem konglomeratischen Gestein an der Uferwand des Noil Nimassi zwischen Haumeni und Kaoneke sind mittelkörnig und reich an dunklen Mineralien. U. d. M. sieht man ein Gemenge von Orthoklas, Plagioklas, titanhaltigem Augit, barkevikitischem Amphibol, sehr wenig Biotit, Titanomagnetit, Apatit und viel Chlorit und Zeolithen; die sekundären Mineralien haben einen Teil der Feldspäte und die Feldspatoide umgewandelt.

Der Orthoklas bildet meist größere Kristalle, die durch gebogene Linien gegeneinander begrenzt sind und oft zahlreiche kleinere Kristalle der übrigen Mineralien des Gesteins (besonders Amphibolsäulchen und Erzkristalle, auch Plagioklasleistchen) einschließen. Der Orthoklas ist oft stark in Zeolithe und Chlorit umgewandelt. Der Plagioklas bildet meist kleine polysynthetisch verzwillingte Leistchen, die nur geringe Auslöschungsschiefen zeigen. Der titanhaltige Augit bildet größere und kleinere Kristalle, der barkevikitische Amphibol nur kleinere Kristalle, die oft verzwillingt sind nach (100). Die größeren Orthoklas- und Augitkristalle verleihen dem Gestein eine Art porphyrische Struktur. Der Titanomagnetit oder Ilmenit ist zum Teil umgewandelt in Leukoxen; die größeren Kristalle sind oft unregelmäßig eckig begrenzt, während die kleineren Kriställchen gewöhnlich gut idiomorph ausgebildet sind und in den übrigen Mineralien des Gesteins (ausgenommen im Apatit) eingeschlossen vorkommen. Die langen Apatitsäulchen kommen in allen übrigen Mineralien des Gesteins eingeschlossen vor und liegen oft zum Teil unverändert in der sekundären Substanz.

Chlorit und Zeolithe (Natrolith und Analcim) haben einen Teil der Feldspäte umgewandelt, während strahlige oder spreusteinähnliche Natrolithaggregate und Analcim, ohne die idiomorphe Begrenzung des ursprünglichen Minerals, sehr wahrscheinlich aus Feldspatoiden hervorgegangen sind. Ihre Menge tritt aber sehr stark gegen die der Feldspäte zurück. Die chemische Analyse des letztbeschriebenen Gesteins ist in untenstehender Tabelle mit denen von verwandten Gesteinen zusammengestellt.

	I	II	III	IV	V
SiO_2	45,70	44,63	45,55	44,80	44,65
TiO_2	3,46	4,25	4,45	2,60	0,95
Al_2O_3	15,40	13,77	15,40	17,30	13,87
Fe_2O_3	2,75	7,30	2,43	4,90	6,06
FeO	5,67	5,60	9,12	6,85	2,94
MnO	0,26	0,08	—	—	0,17
CaO	9,02	7,96	7,70	11,70	9,57
MgO	7,55	4,47	5,20	5,72	5,15
K_2O	3,22	2,65	2,04	2,08	4,49
Na_2O	3,12	4,20	4,54	4,03	5,67
P_2O_5	0,26	0,09	0,26	0,50	1,50
H_2O	3,90[1]	4,04	2,35	0,35	2,10
Summe	100,05	100,43	100,93	100,83	99,93.

[1] Glühverlust.

I. Shonkinit (mit Plagioklas). Noil Nimassi, zwischen Haumeni und Kaoneke, Timor. (Anal. F. Pisani.)

II. Shonkinit (mit Plagioklas). Gerölle im Noil Banatette bei Pariti (West-Timor), in A. Wichmann, Gesteine von Timor. Samml. d. Geol. Reichsmuseums in Leiden. Serie I. 2. 1882—1887. p. 87 (mit 1,34 % CO_2, 0,05 % Cu O).

III. Camptonit. Hvinden, Süd-Norwegen, in H. Rosenbusch, Elemente. 1910. p. 301.

IV. Essexit (melanokrat), in A. Lacroix. Matériaux pour la Minéralogie de Madagascar. Nouv. Archives du Muséum. 1903. Sér. 4. 5. p. 194.

V. Shonkinit. Gordons Butte. Crazy Mountains (mit 0,76 % Ba O, 0,37 % Sr O, 0,96 % hygr. Wasser, 0,11 % CO_2, 0,61 % SO_3, Spur Li_2O und Cl, in H. Rosenbusch, Elemente. p. 204.

Wenn man die Shonkinite als Kalifeldspat-Nephelin-Gesteine mit reichlichen farbigen Gemengteilen auffaßt, dann vermitteln diese Gesteine zwischen den typischen Shonkiniten, Essexiten und Theralithen.

Die Shonkinite, Theralithe und Essexite zeigen durchaus denselben chemischen Charakter, indem sie sich mineralogisch nur durch die relativen Mengen der Feldspäte und Feldspatoide voneinander unterscheiden.

Camptonit.

Ein camptonitischer Mandelstein wird überlagert von permischen Sedimenten an der linken Uferwand des Noil Tonini beim Fatu Tonini (östlich von Niki-Niki). In grauschwarzer Grundmasse enthält das Gestein zahlreiche, ganz oder zum Teil mit Carbonat gefüllte Mandelräume, Einsprenglinge von Augit und Amphibol von wechselnder Größe und einige kleine Einsprenglinge von Eisenerz. In den untersuchten Handstücken erreichten die Augiteinsprenglinge eine Größe von 3 cm senkrecht zur Säulenrichtung.

Die Grundmasse besteht aus einem Gemenge von Plagioklasleistchen, braunem Amphibol, titanhaltigem Augit, Erz, Chlorit und wenig einer sehr schwach doppelbrechenden bis isotropen Substanz, die wahrscheinlich aus Analcim besteht.

Das Carbonat findet man nur in den Mandeln und fast gar nicht in der Grundmasse. Während der größte Teil der Grundmasse erzreich ist, sieht man örtlich erzarme, sehr amphibolreiche Partien im Gestein. Sehr wahrscheinlich enthielt das Gestein ursprünglich auch Olivin, denn einige mit Carbonat erfüllte Räume zeigen die Form dieses Minerals mit steiler Pyramide.

Bemerkungen zu den Untersuchungen von C. Viola über die Totalreflexion des Lichtes an einem Kristall.

Von **Fr. Schwietring** in Celle (Hannover).

Ein beliebiger Schnitt eines durchsichtigen inaktiven Kristalls zeigt in einer starkbrechenden Flüssigkeit vier extremale Grenzwinkel der totalen Reflexion; sie mögen $\Phi_1 < \Phi_2 < \Phi_3 < \Phi_4$ genannt werden. Sind $n_a < n_b < n_c$ die drei Hauptbrechungsindizes des Kristalls und ist n der Brechungsindex des Außenmediums, so ist nach Ch. Soret: $n_a = n \sin \Phi_1$, $n_c = n \sin \Phi_4$.

Der größte und der kleinste extremale Grenzwinkel ergeben also leicht den größten und den kleinsten Hauptbrechungsindex des Kristalls. Für den mittleren Hauptbrechungsindex n_b ist es dagegen zunächst fraglich, ob er durch $n \sin \Phi_2$ oder $n \sin \Phi_3$ ermittelt wird. Der Grund für diese Zweideutigkeit liegt darin, daß die Strahlenfläche eines Kristalls durch einen einzigen Schnitt nicht eindeutig bestimmt ist; zu einem gegebenen Schnitt (S) durch die Strahlenfläche gehören rein geometrisch zwei verschiedene Strahlenflächen, die sich durch den mittleren Hauptbrechungsindex unterscheiden. Die Grenzwinkel Φ der totalen Reflexion liefern nämlich durch die Gleichung:

$$n \sin \Phi = \frac{1}{r}$$

die Radien r für die Fußpunktskurve (F), die der Schnittkurve (S) der Strahlenfläche mit der Grenzebene $\mathfrak{G}$ des Kristalls entspricht. Zu (F) gehören jedoch ebenso wie zu (S) zwei verschiedene Strahlenflächen. Daher kann die Messung der vier extremalen Grenzwinkel nur ein zweideutiges Resultat über die Strahlenfläche ergeben, der mittlere Hauptbrechungsindex bleibt unbestimmt. Auch die Beobachtung aller Grenzwinkel Φ kann die Zweideutigkeit nicht aufheben.

Mithin folgt der Satz:

Die Bestimmung der vier extremalen Grenzwinkel sowie die Bestimmung aller Grenzwinkel der totalen Reflexion an einer Grenzebene $\mathfrak{G}$ des Kristalls reichen allein nicht hin, um die drei Hauptbrechungsindizes eindeutig zu ermitteln, da diese Messungen nur den Schnitt (S) zwischen Strahlenfläche und Grenzebene festlegen.

Um die drei Hauptbrechungsindizes eindeutig zu finden, muß also außer den vier extremalen Grenzwinkeln wenigstens noch eine andere Größe beobachtet werden, die von den Polarisationskonstanten abhängt. C. Viola hat zu diesem Zwecke die Azimute eines vor das Auge geschalteten Nicols beobachtet, bei denen jedesmal die Grenze für Φ_1, Φ_2, Φ_3, Φ_4 ein Minimum von Deutlichkeit zeigt. Mittels dieser Nicolazimute hat Viola zwei Regeln für die Unterscheidung von Φ_2 und Φ_3 aufgestellt. Ich habe die

beiden Regeln in einer früheren Abhandlung[1] die Rechnungsregel und die Beobachtungsregel genannt und gezeigt, daß sie beide unbegründet und unzuverlässig sind. Ferner habe ich eine neue Unterscheidungsregel aufgestellt, die den Vorzug strenger und allgemeiner Gültigkeit besitzt, im Gebrauch allerdings mehr Zeit erfordert als Viola's Regeln. Weiter habe ich darauf hingewiesen, daß sich eine allgemeine und sehr einfache Unterscheidungsregel ergibt, wenn der Nicol einem Vorschlage von F. Pockels gemäß in den Gang der streifend einfallenden Strahlen eingeschaltet wird.

Kürzlich[2] hat C. Viola vier neue Methoden angegeben, um Φ_2 und Φ_3 zu unterscheiden. Die erste Methode nennt er die Konstruktionsmethode. Die Richtungen in der Grenzebene $\mathfrak{G}$ des Kristalls, in denen Φ_1, Φ_2, Φ_3, Φ_4 auftreten, seien A, B, J, Γ. Unter der Voraussetzung, daß etwa Φ_2 der zu n_b gehörige Winkel ist, konstruiert Viola nach einem Näherungsverfahren für den in der Richtung J streifend einfallenden Strahl die entsprechende Normalenrichtung J'. Der Winkel zwischen Strahl und Wellennormale ist im allgemeinen nicht groß. Deshalb, so behauptet nun Viola, wird die über Φ_2 gemachte Voraussetzung zutreffend sein, wenn die konstruierte Richtung J' und die beobachtete Richtung J sehr nahe zusammenfallen. — Hierzu ist zu bemerken, daß diese Konstruktionsmethode nach dem oben aufgestellten Satze unrichtig ist. Mit Hilfe von Φ_1, Φ_2, Φ_3, Φ_4 allein kann die Zweideutigkeit für n_b sicherlich nicht aufgehoben werden; dazu ist mindestens eine neue Beobachtung erforderlich, eine Konstruktion genügt nicht. Für die Voraussetzung, daß n_b durch Φ_2 geliefert wird, läßt sich zu dem Strahl in der Richtung J die Normalenrichtung J' natürlich konstruieren, und zwar auch genau. Aber ganz dasselbe ist für die zweite Möglichkeit unter Benutzung von Φ_3 durchführbar; eine Entscheidung zwischen den beiden fraglichen Werten Φ_2, Φ_3 durch die Konstruktion ist ausgeschlossen.

Bei der zweiten Methode beobachtet Viola außer Φ_1, Φ_2, Φ_3, Φ_4 die beiden Auslöschungsrichtungen P und P_1 des Kristallschnittes. Diese Richtungen sind für die beiden möglichen Strahlenflächen verschieden. Durch den Vergleich der für P, P_1 beobachteten Lage mit den beiden anderen Lagen, die sich mittels Φ_2 und Φ_3 durch Rechnung und Konstruktion ergeben, ist demnach ein gangbarer Weg gezeigt, um die Zweideutigkeit für n_b zu beseitigen. Zu der Durchführung dieser Methode bei Viola ist zu bemerken, daß Viola wieder ein Näherungsverfahren einschlägt, indem er die Richtungen J und J' miteinander vertauscht.

Die dritte Methode von Viola ist dagegen wieder

[1] F. Schwietring, N. Jahrb. f. Min. etc. 1912. I. p. 21—36.
[2] C. Viola, N. Jahrb. f. Min. etc. 1912. II. p. 45—66.

ebenso unrichtig wie die erste, weil sie n_b allein mit Hilfe der Grenzwinkel Φ aufsuchen will. Viola behauptet, daß die Zunahme des Grenzwinkels Φ für die Richtung $\measuredangle'$ ein Maximum ist. Träfe das zu, so müßte für die entsprechende Richtung B' ein ähnliches Maximum existieren. Denn nach dem oben aufgestellten Satze wird durch die Messung der Grenzwinkel Φ nur der Schnitt (S) zwischen Strahlenfläche und Grenzebene festgelegt, zu dem zwei Strahlenflächen gehören; die Richtungen B und $\measuredangle$ können also hinsichtlich der Grenzwinkel Φ keinen Unterschied gegeneinander zeigen. Diese Tatsache tritt schon deutlich in Viola's eigenen Messungen am Albit von Amelia[1] hervor, die zwei Maxima in den Richtungen B', $\measuredangle'$ aufweisen.

Bei der vierten Methode beobachtet Viola außer Φ_1, Φ_2, Φ_3, Φ_4 in einem Polarisationsmikroskop für konvergentes Licht die Ebene $\mathfrak{E}$ der optischen Achsen des Kristalls. Die Lage dieser Ebene $\mathfrak{E}$ ist für die beiden möglichen Strahlenflächen verschieden: je nachdem $\mathfrak{E}$ die Richtungen B oder $\measuredangle$ enthält, liefert Φ_2 oder Φ_3 den Wert für n_b. Folglich zeigt diese Methode in der Tat einen einfachen und brauchbaren Weg, um n_b zu finden.

Die von mir näher untersuchte Methode, die Zweideutigkeit für n_b mittels eines Nicolazimutes zu beseitigen, ist zunächst theoretisch von Interesse, weil sie sich lediglich auf die Erscheinungen der totalen Reflexion gründet. Auch praktisch gestaltet sich diese Methode bei der Einschaltung des Nicols nach F. Pockels sehr einfach. Viola hebt von seiner vierten Methode hervor, daß sie auch die Zweideutigkeit der Orientierung[2] für die drei optischen Symmetrieachsen X, Y, Z löst. Er behauptet, daß man die beiden möglichen zur Grenzebene $\mathfrak{E}$ symmetrischen Orientierungen von X, Y, Z bislang nicht in Erwägung gezogen habe. Dazu ist zu bemerken, daß Viola sich hiermit offenbar selbst einen Vorwurf macht. Er hat nämlich in seinen Arbeiten über die Nicolazimute eine ganze Reihe von Vernachlässigungen eingeführt, ohne sie und ihre Bedeutung auch nur mit einem Worte zu streifen. Ich habe darauf aufmerksam gemacht[3], daß Viola den Unterschied der Nicolazimute bei streifendem Einfall und bei Totalreflexion des Lichtes, ferner denjenigen zwischen dem Einfall des Lichtes von rechts und von links in derselben Einfallsebene nicht beachtet hat. Weiter hat Viola niemals angegeben, in welcher Richtung seine beobachteten Nicolazimute zu rechnen sind[4]. Hätte er nun das letztere be-

[1] C. Viola, a. a. O. p. 59.

[2] C. Viola, a. a. O. p. 65.

[3] F. Schwietring, Inaug.-Dissert. Göttingen 1908. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXVI. p. 374. 1908.

[4] Vergl. meine Bemerkungen über die Nicolazimute α und $180^0-\alpha$ a. a. O. p. 375.

achtet, so hätte er gesehen, daß schon die Messung des zu Φ_1 gehörigen Nicolazimutes die Orientierung von X, Y, Z festlegt; die Frage der beiden symmetrischen Orientierungen wäre dann für Viola überhaupt nicht entstanden.

Viola behauptet[1], daß die von mir aufgestellte Methode sich auf den von ihm gefundenen Satz gründe, daß für den auszuscheidenden extremalen Grenzwinkel der im Kristall streifend einfallende Strahl vor der Brechung senkrecht zur Einfallsebene polarisiert ist. Diese Behauptung von Viola ist völlig unrichtig; meine Unterscheidungsregel[2] gründet sich lediglich auf einen von mir bewiesenen allgemeinen Satz über die charakteristischen Nicolazimute. Sie hat mit dem Satze von Viola nichts zu tun. Bei der Nicoleinschaltung nach F. Pockels wird der Satz von Viola zwar vielfach nützlich sein, aber auch hier ist er nicht die Grundlage, weil er für manche Fälle zur Lösung der Aufgabe nicht hinreicht.

Berichtigung und Nachtrag zu meiner Mitteilung „Zur Messung der Doppelbrechung usw."

Von **M. Berek** in Wetzlar.

Herr F. Pockels hatte die Freundlichkeit, mich nach Erscheinen des ersten Teiles der Mitteilung[3] auf zwei Punkte aufmerksam zu machen, die ich hiermit berichtige und ergänze.

1. Zunächst handelt es sich darum, wovon die Farbfolge eines doppeltbrechenden Keiles abhängt. In den maßgebenden Lehrbüchern werden größere Abweichungen von der Newton'schen Skala auf größere Dispersionsbeträge und entsprechend unvollständige Kompensation im weißen Licht auf ungleiche Dispersion zurückgeführt. Ich hatte p. 392 ebenfalls behauptet, daß für die Farbfolge nur der Betrag der Dispersion maßgebend sei. Indes läßt sich sehr leicht zeigen, daß dies irrig ist.

δn bezeichne die Doppelbrechung, Δ ihre Dispersion für zwei Lichtarten und l die Plattendicke. Die Indizes $'$ und $''$ beziehen sich auf zwei verschiedene Platten. Für eine Lichtart von der Wellenlänge λ haben beide Platten denselben Gangunterschied Γ, in der Maßeinheit von l gemessen, wenn

$$l' \delta n'_\lambda = l'' \delta n''_\lambda = \Gamma \qquad 1)$$

ist. Für eine zweite Lichtart $\lambda + d\lambda$ werden die Gangunterschiede

$$\begin{aligned} l' (\delta n'_\lambda + \Delta') &= \Gamma + l' \Delta' \\ l'' (\delta n''_\lambda + \Delta'') &= \Gamma + l'' \Delta'' \end{aligned} \qquad 2)$$

---

[1] C. Viola, a. a. O. p. 66.
[2] F. Schwietring, a. a. O. p. 31.
[3] Dies. Centralbl. 1913. p. 388.

Damit auch für diese Lichtart die Gangunterschiede beider Platten gleich werden, also beide Platten denselben Farbton zeigen, muß die Bedingung erfüllt sein:

$$l' \Delta' = l'' \Delta'' \qquad 3)$$

oder unter Benützung von 1):

$$\frac{\Delta'}{\delta n_\lambda} = \frac{\Delta''}{\delta n_\lambda} \qquad 4)$$

Besteht diese Beziehung, so zeigen auch zwei Keile dieselbe Farbfolge, da über die Größe von Γ keine Beschränkung getroffen zu werden brauchte. Obwohl eine völlig identische Farbenskala im weißen Licht für zwei vollkommen durchsichtige doppeltbrechende Medien nur dann vorhanden sein kann, wenn die Beziehung 4 für jedes Wellenlängenintervall im sichtbaren Spektrum besteht, so genügt praktisch schon die annähernde Gleichheit von $\frac{\Delta_{C-F}}{\delta n_D}$.

Es muß also heißen: Für ein mehr oder minder starkes Abweichen der Interferenzfarben eines doppeltbrechenden Keiles von der Newton'schen Farbenskala ist das Verhältnis

$$\frac{\text{Dispersion der Doppelbrechung}}{\text{Doppelbrechung}}$$

maßgebend. Demgemäß liefern, entgegen der Behauptung auf p. 391, senkrecht zur optischen Achse geschnittene Platten nur derjenigen Mineralien, für welche $\frac{\Delta}{\delta n}$ klein ist, Farbtöne, die denen der Newton'schen Skala nahestehen. Diese Bedingung ist allerdings für Kalkspat hinreichend erfüllt.

2. Die abgeleitete Kompensatorformel ist nicht streng, weil bei der Berechnung der Schichtdicke (Gleichung 5) die außerordentliche Wellennormale bevorzugt wurde.

Beim strengen Ansatz sind die Wege beider Wellennormalen im Kristall und in der Luft zu berücksichtigen bis zu einer beliebigen Stelle in Luft, wo beide Wellen dieselbe Fronthöhe erreicht haben, Dann wird [1]

$$\Gamma = l\,(\omega \cos \varphi_\omega - n_e \cos \varphi_{n_e})$$

$$\text{worin } \sin \varphi_\omega = \frac{\sin i}{\omega} \quad \sin \varphi_{n_e} = \frac{\sin i}{n_e}$$

$$\text{und } n_e = \frac{1}{\sqrt{\left(\frac{\cos \varphi_{ne}}{\omega}\right)^2 + \left(\frac{\sin \varphi_{n_e}}{\varepsilon}\right)^2}}$$

zu setzen ist. Wenn man hier in ähnlicher Weise umformt und entwickelt wie früher, so erhält man schließlich

[1] Vergl. F. Pockels, Lehrb. d. Kristalloptik, Leipzig und Berlin 1906. p. 231.

$$\Gamma = \frac{l\omega}{2}\left(\frac{1}{\varepsilon^2} - \frac{1}{\omega^2}\right)\sin^2 i\left\{1 + \frac{1}{4}\left(\frac{1}{\varepsilon^2} + \frac{1}{\omega^2}\right)\sin^2 i + \frac{1}{8}\left(\frac{1}{\varepsilon^4} + \frac{1}{\varepsilon^2\omega^2} + \frac{1}{\omega^4}\right)\sin^4 i\right\}$$

Gegenüber der früheren Kompensatorformel tritt erst im dritten Klammergliede eine Abweichung ein. Die Koeffizienten der Korrektionsglieder werden

a = 0,2040	b = 0,0627	gegenüber
0,2040	0,0708	in der früheren Formel.

Setzt man für die Schichtdicke den Weg der ordentlichen Wellennormalen an, so wird

$$a = 0{,}2040 \qquad b = 0{,}0546.$$

Führt man endlich eine mittlere Schichtdicke ein, indem man

$$\Gamma = \frac{1}{2}\left(\frac{1}{\cos q_\omega} + \frac{1}{\cos q_{n_e}}\right)\left(\omega - n_e\right)$$

ansetzt, so erhält man genau dieselben Koeffizienten a und b wie in der strengen Formel.

Wenn man in der Tab. 3 (p. 433) die Konstante f (J) gemäß der letzten Spalte mit zwei Korrektionsgliedern für die hier mitgeteilten Koeffizienten a und b berechnet, so zeigt sich, daß die Annäherungen erst für $\Gamma = 4\frac{1}{2}\,\lambda$ von der strengen Formel um eine Einheit der 4. Dezimalen abweichen. Der Mittelwert f (J) bleibt mithin völlig unbeeinflußt. Beachtet man noch überdies, wie schon p. 434 erwähnt, daß die Berücksichtigung des Gliedes b $\sin^4 i$ überhaupt keine Verbesserung der Meßresultate mehr herbeiführt, so folgt:

Es ist praktisch unwesentlich, ob für die Schichtdicke der strenge Ansatz oder eine Annäherung unter Benützung des Weges der ordentlichen oder außerordentlichen Wellennormale allein oder eines Mittelwertes beider Weglängen gewählt wird.

Wetzlar, im Juli 1913.

Widerlegung der physikalischen Einwände gegen die Kohlensäuretheorie.

Von **Svante Arrhenius.**

Herr Kayser erwähnt mit einigen Worten die Berechnung über den Einfluß der atmosphärischen Kohlensäure auf die Temperaturverhältnisse der Erde. Nachdem er hervorgehoben hat, daß die durch diese Berechnung gefundenen Folgerungen ganz ausgezeichnet mit den geologischen Befunden betreffs der Klimaschwankungen übereinstimmen, setzt er aber hinzu: „Leider haben indes neuere Untersuchungen von Ångström u. a. gezeigt, daß die physikalischen Voraussetzungen, auf die Arrhenius seine Schlüsse aufbaut, voll-

ständig unhaltbar sind" (vergl. Kayser, Allgem. Geologie. 4. Aufl. 1912. p. 7 ff., Lehrbuch d. Geologie. 5. Aufl. 1913. p. 211—212).

Daß diese pessimistische Auffassung von Herrn Kayser unbegründet ist, habe ich schon 1908 erwiesen[1]. Die zitierte Arbeit von Ångström stammt aus 1900. Er behauptet darin, daß „die Kohlensäureabsorption sehr wenig von den Veränderungen im atmosphärischen Kohlensäuregehalt abhängig ist, solange dieser nicht kleiner als 0,2 des jetzt vorhandenen ist". Ich habe deshalb direkte Versuche (1900) angestellt, welche zeigten, daß Ångström's Behauptung nicht stichhaltig ist, so daß die durch Kohlensäure verursachte Absorption der Wärme von einem strahlenden Körper von mittlerer Erdtemperatur bei zunehmender Kohlensäuremenge 30 % übersteigen kann, während Ångström dieselbe zu „höchstens 16 %" schätzt. Nun suchte wohl Ångström diese Tatsache durch neue Versuche seines Schülers Koch (1901) zu entkräften, welcher fand, daß dieselbe Menge Kohlensäure bei niederem Druck (ihrem Partialdruck in der Atmosphäre) weniger Wärme absorbiert als in einem Rohr, wie bei meinen Versuchen, auf Atmosphärendruck zusammengepreßt. Die Schlüsse von Koch und Ångström wurden gleich danach (1902) von Ekholm als hinfällig erwiesen, und der Hauptpunkt in Koch's Einwand gegen meine Bestimmungen ist von Ångström selbst (1908) zurückgewiesen, indem er zeigte, daß die Absorption durch Kohlensäure in der Atmosphäre nicht auf ihrem Partialdruck, sondern auf dem Totaldruck der Atmosphäre beruht.

Im Jahre 1905 glaubte Herr Schäfer wiederum den oben zitierten Satz (vom Jahre 1900) von Ångström aufrecht erhalten zu können. Er wurde aber von seinem Lehrer Rubens und von Ladenburg widerlegt. Der Meinungsunterschied beruht darauf, daß Ångström, Koch und Schäfer die Strahlung von recht heißen Körpern (100° bis 300° C), d. h. „kurzwellige" Strahlung (2,6 μ und 4,4 μ) beobachtet haben, während ich, sowie Rubens und Ladenburg, die Strahlung eines Körpers von der Temperatur der Erde (etwa 16° C) mit einem „langwelligen" Strahlungsmaximum bei 10 μ untersuchten. Danach habe ich die Messungen von Rubens zu Neuberechnungen benutzt und gefunden, daß ein Sinken des atmosphärischen Kohlensäuregehalts auf 50 % genügt, um die Temperatur auf diejenige der Eiszeit (d. h. um 4,5° C) herabzusetzen, während meine frühere Berechnung ein Sinken auf 42 % verlangt hatte. Ich halte die letzte Ziffer für wahrscheinlicher.

Die Streitfrage dürfte wohl damit erledigt sein. Es ist ja auch, wie Herr Kayser offenbar meint, sehr glücklich, daß die geologische Erfahrung so gut, wie man nur wünschen kann, mit den Folgerungen aus den physikalischen Gesetzen übereinstimmt.

[1] Dies. Centralbl. 1908. p. 481.

Beiträge zur Kenntnis des oberen Hauptmuschelkalks in Elsass-Lothringen.

Von **Georg Wagner** aus Künzelsau (Württemberg).

Mit einer Kartenskizze.

(Schluß.)

Profil Falkenberg

am Bahnhof im Eisenbahneinschnitt und gegen Steinbiedersdorf zu.

ca. 4 m Fränkische Grenzschichten.

160 cm Glaukonitkalk: Splitterkalkbänke, Kalkknollen und Mergel.

220 cm Bairdienton:

65 Mergelschiefer mit 2 welligen Kalkbänken oder Knollenlagen.

15—20 3—4 Kalkbänkchen mit Bonebed, am Bahnhof mit *Myophoria pes anseris*. *Modiola*, Austern.

75 gelbe Mergelschiefer, bei 30 cm härtere Plättchen mit Fischresten, bei 40—55 cm graugrüne Schiefertone mit weißen Schalen von *Bairdia*.

5 graues glattes Kalkbänkchen.

25—30 graue bis gelbgrüne Mergelschiefer.

20—40 gelbgrauer Splitterkalk mit rötlichen Drusen. Baustein. Unten Bonebed. Austern; *Myophoria intermedia*, *Ceratites semipartitus*.

5—15 Mergel.

4,6 m Terebratelschichten:

10—15 O.T. 2 Kalkbänkchen, z. T. Knauerkalk mit viel Terebrateln. *Gervillia socialis, substriata, subcostata; Myalina eduliformis, Terquemia complicata*, Austern. *Ceratites semipartitus*.

20 graugrüne bis gelbe Mergelschiefer.

10 fester blauer Splitterkalk.

40—50 G I: graugrüner Mergelschiefer.

100 Wulstkalke und Mergel zwischen 2 Splitterkalkbänken; *Gervillia*, *Ceratites dorsoplanus*.

ca. 100 G II: graugelber Mergel, verschüttet.

110 gelbgraue und rötliche Splitterkalke mit Terebrateln und Austernriffen, bald anschwellend, einheitlich, massig, bald in viele einzelne Bänke zerteilt.

70 K: gelbe Mergel (verschüttet) mit dünnen Kalkplatten, *Gervillia*.

---

1 m Hauptterebratelbank, sehr reich, kalkig, mitten blättrig-brocklig, oben und unten fester.

Oberer Gervillienkalk, beginnend mit gelbem Mergel (M I), Gervillienplatten und *Mytilus*-Platten (170 cm unter H.T.).

Profil Wasselnheim—Zeinsheim (kombiniert).

1(—2) m Fränkische Grenzschichten: Glaukonitkalk mit Bonebed, Fluidalstruktur, gelbe Mergel, schwach wellige Kalke.

---

ca. 6 m Terebratelschichten: oben 65 cm Splitterkalk, brecciös (O.T.?), unten mit Sphärocodien und Bleiglanz. Dann gelbe Dolomite, wenig Kalk, *Myophoria Goldfussi*; unten gelbe Mergel.

1,2—1,9 m Hauptterebratelbank, reich an Terebrateln, oben *Myophoria Goldfussi*, dolomitisch, blättrig, unten kalkig.

5,8 m Oberer Gervillienkalk:

50 M I gelbe Mergel mit Kalkbänken. *Gervillia socialis.*

180 Muschelbänke, Blaukalk und Mergel, *Gervillia socialis*, Austern, *Myophoria Goldfussi.*

40 gelbe Mergel. Einkeilender Dolomit.

160 Splitterkalk, Blaukalk und Mergel. Linsen von Chalcedon.

40 M II gelbe Mergel, senkrecht klüftend.

100 Splitterkalkbänke, mitten Blaukalk und Mergel.

20 M III gelbe Mergel.

---

ca. 4,8 m Unterer Gervillienkalk:

40 Bank der kleinen Terebrateln = K.T., oben Muschelbank; kleine Terebrateln mit Kieselringen, *Gervillia socialis*, *Myophoria Goldfussi*, *Pseudomonotis Alberti*, Austern, *Lima*, Sphärocodien.

170 Muschelbänke mit *Gervillia* (Hebräer), Blaukalk, Myaciten.

60 Wulstkalk und Mergel, große Gervillien, kleine Ceratiten (wie in Franken).

180 Muschelbänke mit Mergel, *Gervillia*, *Lima*.

30 Mergel.

?

Obere *Nodosus*-Platten beginnend mit Splitterkalk und Kornstein.

Zur Dolomitfrage.

Der Dolomit setzt diesseits wie jenseits des Rheines unter der oberen Terebratelbank bezw. unter dem oberen Sphärocodienkalk ein. Zunächst werden die terebratelführenden Schichten zwischen der zweiten gelben Bank (G II) und der Hauptterebratelbank (H.T.) dolomitisch, einerlei, ob im nördlichen Enz- und Murrgebiet und im südlichen Kraichgau oder am Ostrande der Vogesen (Wasselnheim) oder im Gebiet der französischen Nied (Vaucremont—Silbernachen—Kurzel und Aidlingen—Busendorf). Stets werden die gelben Dolomite von reinen blauen Kalken oder Splitterkalken überlagert, und normal macht der Dolomit unter dem oberen Sphärocodienkalk halt. Werden die gelben Dolomite zu Grenzschichten gegen die Lettenkohle (Remstal), so sind eben die blauen Kalke darüber ausgekeilt. Weiter

nach Süden bezw. Südosten (im unteren Saargebiet wohl nach Nordwesten) geht der Dolomit auch weiter herab, die Hauptterebratelbank wird dolomitisch, und in den Gervillienkalken treten bei Sulzbad Dolomite auf, genau wie am mittleren Neckar. Diese Dolomite des Elsasses und in Lothringen entsprechen genau unserem *Trigonodus*-Dolomit (der ja auch normal keinen *Trigonodus* führt). Sie haben nichts zu tun mit der „unteren dolomitischen Region", ebensowenig wie unser *Trigonodus*-Dolomit mit den Fränkischen Grenzschichten, in denen allerdings gelegentlich auch dolomitische Lagen auftreten können.

Zugleich mit dem Einsetzen des Dolomits beginnt auch eine Verarmung der Fauna. Die Ceratiten fehlen fast ganz in den Dolomiten und sind sehr spärlich auch in den Kalkbänken des Dolomitgebiets, besonders im Süden. Am Rande des Dolomitgebiets sind Terebrateln in der Hauptterebratelbank noch sehr häufig; bei Sulzbad werden sie schon spärlicher — obwohl noch genügend vorhanden sind, um die Bank deutlich zu erkennen —, und weiter im Süden (Rappoltsweiler, Freiburg) scheinen sie zu fehlen. Dagegen wird *Myophoria Goldfussi* häufiger; sie bevorzugt geradezu Dolomitgebiete, in denen *Pecten, Lima, Terquemia, Mytilus* (= *Myalina*) ziemlich selten werden. Die kleinen Terebrateln haben am Rande der Dolomitgebiete ihre schönste und reichste Entfaltung (denn hier sind diese Schichten noch kalkig, weiter im Süden jedoch treten sie mehr zurück, an ihre Stelle tritt in Schwaben *Myophoria Goldfussi*). Aufschlüsse im Dolomitgebiet zeigen häufig eine abschreckende Armut an Fossilien, und den großen Steinbrüchen am oberen Neckar (Rottenburg) und bei Bietigheim stehen die im südlichen Elsaß würdig zur Seite. Allerdings zeigen einzelne Orte eine überaus reiche Fauna (Marbach—Dürrheim—Zimmern), aber das sind nur nesterweise Vorkommen. Diese Fossilarmut gegenüber den reichen Schätzen im Tongebiet ist nur zu einem sehr geringen Teil sekundär, d. h. durch Zerstörung der Fossilreste entstanden. Vor allem aber beweist dies die eigenartige Auslese unter den Formen. Die Dolomitfauna ist wesentlich verschieden von der Kalkfauna, man könnte fast sagen, sie habe mehr Lettenkohlencharakter. Dazu finden wir am Rande des Dolomitgebiets im Dolomit noch deutliche Terebratelbänke, die erst weiter im Süden im Dolomit untergehen. Und die zwischenliegenden Kalkbänke sind meist ebenso steril wie die Dolomite.

Der *Trigonodus*-Dolomit tritt auch nicht sporadisch auf, sondern flächenhaft. Die Dolomite des Elsasses wie die von Freiburg bilden mit denen Schwabens und des südlichen Frankens ein einheitliches Dolomitgebiet, in dem immer dieselben Schichten (nach Süden entsprechend mehr) gelbe Dolomite sind. Den Rand des Dolomitgebiets begleiten die Sphärocodien (unter der oberen Terebratelbank und im unteren Gervillienkalk). In Schwaben

kommen dazu noch Oolithe. Außerdem steigt in Schwaben wie in der Rheintalsenke der Gehalt an Kieselsäure mit der Zunahme des Dolomitgehalts. Zunächst sind es nur einzelne verkieselte Schalen, weiter nach Süden aber verkieseln ganze Bänke (Oolith von Stetten—Haigerloch) oder vereinigt sich die Kieselsäure in langgestreckten Chalcedonknollen (Wasselnheim—Sulzbad, Rappoltsweiler—Freiburg); diese werden nach Süden immer häufiger.

Alle diese Tatsachen lassen sich befriedigend und ungezwungen nur dann erklären, wenn man die primäre Entstehung des Dolomits zur Muschelkalkzeit annimmt. Eine nachträgliche Dolomitisierung durch Tagwässer etc. ist bei der riesigen Verbreitung des *Trigonodus*-Dolomits ausgeschlossen, denn das südliche Dolomitgebiet hat eine Ausdehnung von ca. 100×200 km. Eine sekundäre Dolomitisierung kann unmöglich so regelmäßig und flächenhaft wirken: zum mindesten wären dann wohl einige Kalksporaden im Dolomitgebiet übrig geblieben. Dazu bleibt vollkommen unverständlich, warum weiter beckeneinwärts der Dolomit an Mächtigkeit abnimmt — an seine Stelle treten Kalke und Tone — und gleichzeitig die Dolomitisierung allmählich ausklingt — der Dolomitgehalt fällt nach Norden —; ferner die horizontale Verzahnung mit blauen Kalken und kalkigen Muschelbänken, die Überlagerung des Dolomits durch den Sphärocodienkalk. Erst wo dieser auskeilt, wird der Dolomit die höchste Muschelkalkschicht. Was aber am meisten in die Augen fällt, ist der merkwürdige Zusammenhang mit den Küstenlinien (Dolomit im Gebiet der auskeilenden Schichten) und die Umrandung des Dolomitgebiets durch Sphärocodien, die Bewohner der Flachsee.

Daß sekundäre Dolomitisierung vorkommt, sei unbestritten. Daß lokale Dolomitisierung größerer Schichtenstöße so erfolgt sein kann, ist nicht ausgeschlossen, und besonders bei sporadischem Auftreten des Dolomits wird damit zu rechnen sein. Auch wandert der Dolomit aus einem Schichtenglied in ein anderes, daher können lokal auch tiefere oder höhere Schichten dolomitisiert sein. Ferner wird durch die Verwitterung, durch Tagwässer der Dolomitgehalt viel schärfer herausgehoben, und Gesteine, die frisch nur wenige Prozent Dolomit enthalten, bekommen dann ganz das Aussehen von Dolomit. So können aber nur beschränkte, lokale Dolomitvorkommen erklärt werden. Die Hauptmasse der Muschelkalkdolomite, besonders der *Trigonodus*-Dolomit, haben ihren Dolomitgehalt aus der Muschelkalkzeit. Denn nie kann eine sekundäre Dolomitisierung so einheitlich und so flächenhaft wirken. Man behauptet ja auch nicht vom Grenzdolomit der Lettenkohle, daß er sekundär dolomitisiert sei. Dazu ist es gerade der Süden, der auch im unteren Trochitenkalk gelbe Dolomite, z. T. mit Trochiten (Sulz) enthält, während die mittleren Schichten des Hauptmuschelkalks kalkig bleiben. Gerade im Süden ist auch der Dolomitgehalt im unteren

Muschelkalk am stärksten; nach Norden nimmt der Wellen d o l o m i t mehr und mehr an Mächtigkeit ab, und kalkige Gesteine treten an seine Stelle. Und diese weitgehende Übereinstimmung im Auftreten aller Dolomite im Muschelkalk sollte durch reinen Zufall entstanden sein? Und woher soll denn die ungeheure Dolomitmasse kommen?

So bleibt der Dolomit als Sediment der Flachsee, die sich in Schwaben, im südlichen Baden und Elsaß ausdehnte, und wo sich gegen die Ardennen zu im Gebiet der französischen Nied das Muschelkalkmeer verflachte, tritt wieder Dolomit auf. Der Dolomit entstand zu gleicher Zeit im Mosel- wie im Neckarland und im Rheintal, im Süden schon etwas früher. Mit dem Aufblühen der letzten Sphärocodien schließen auch die massigen gelben Dolomite, und was von der „dolomitischen Region" noch zum Muschelkalk gehört, ist entweder reiner Kalk, Mergel und Ton, oder aber ein dolomitischer Kalk und Mergel. Nie treten hier die porösen, gelben, massigen Dolomite auf wie im *Trigonodus*-Dolomit.

Die Ausdehnung der Dolomitgebiete wirft auch neues Licht auf die alten Meereszusammenhänge. Durchs südliche Württemberg, Baden und Elsaß kann im oberen Hauptmuschelkalk keine tiefe Verbindung nach Süden bestanden haben; denn hier dehnte sich ein seichtes, wahrscheinlich warmes Meer aus, das von den Ceratiten möglichst gemieden wurde. Im südlichen Elsaß sind Ceratiten ebenso selten wie im südlichen Württemberg und Baden. Auch über die mittlere Mosel bestand wohl kaum eine Verbindung nach Westen. Die Mulde verlief vielmehr jenseits der Vogesen über Rohrbach—Saargemünd—Falkenberg und von da wohl über Luneville—Epinal zur Saône und Rhône gegen Toulon. Fast möchte man den Satz aussprechen: Das Verbreitungsgebiet der hochmündigen Ceratiten — von spärlichen Funden müßte abgesehen werden — ist das Gebiet des tieferen Muschelkalkmeeres.

Über die Abgrenzung der Schichten.

Jenseits des Rheines rechnet man die Fränkischen Grenzschichten zur Lettenkohle (ku_1) und zwar n u r deshalb, weil es die Preußen in der Rheinprovinz so gemacht hatten. Daß in Franken eine Abgrenzung über den Terebratelschichten unnatürlich, unpraktisch, sinnwidrig wäre, habe ich schon früher nachgewiesen (Geologische Abhandlungen von Koken 1913. 12. Heft 3). Aber die Übereinstimmung zwischen dem Muschelkalk diesseits und jenseits des Rheines ist eine außerordentlich weitgehende. Das Saargebiet bei Saargemünd—Rohrbach—Falkenberg hat dieselbe Ausbildung des obersten Hauptmuschelkalkes wie das Gebiet am unteren Kocher oder im Beckeninnern (Bauland). Hier sind Semipartiten nicht allzu selten über der oberen Terebratelbank, und bei Falkenberg fanden wir in wenigen Stunden zwei Semipartiten über der oberen Terebratelbank, also in unseren Fränkischen Grenzschichten. Sie

fehlen hier also drüben ebensowenig wie hüben, obwohl sie in den Terebratelschichten noch häufiger sind. Schichten mit Ceratiten dürfen aber nicht in die Lettenkohle gestellt werden. Nun läßt sich aber die Fischschuppenbank (= Grenzbonebed) im Saargebiet sehr gut festhalten, wie mir Herr Bergrat Schumacher freundlichst mitteilte. Auch enthält die *Trigonodus*-Region (= Glaukonitkalk) mehr Kalk als Dolomit, und ihre Fossilien stehen denen des Muschelkalks näher als denen der Lettenkohle. Paläontologisch ist also eine Abgrenzung über der oberen Terebratelbank nicht zu rechtfertigen, ebensowenig petrographisch. Wohl ist es möglich, im Gebiete der normalen Ausbildung eine Trennungslinie über der oberen Terebratelbank zu ziehen. Wie aber, wenn diese fossilarm wird, so daß es die größten Schwierigkeiten bietet, sie zu finden? Oder, wenn an Stelle der normalen tonreichen Ausbildung die Kalk- und Dolomitfazies tritt? Dann ist diese Grenze unnatürlich, unpraktisch, unmöglich. Hätte man mit dem Kartieren etwa auf Blatt Zabern begonnen, wäre man nie auf den Gedanken gekommen, eine andere Grenze zu wählen als die unsere. Denn dort ist die typische Kalkfazies wie etwa bei Lauffen a. N.—Hall—Kirchberg. Dann steht man vor einer hohen Kalkwand, die von Mergeln und Tonen mit etwas Dolomit überlagert wird. Und jeder unbefangene Beobachter wird dann die richtige Grenze wählen, während die Trennungslinie über der oberen Terebratelbank bei uns nicht immer leicht und jenseits des Rheines sehr schwer zu finden ist, vielleicht sich manchmal mit Sicherheit überhaupt nicht immer festhalten läßt, am wenigsten im Gelände. So bleibt als einzige überall brauchbare und durchführbare paläontologische und petrographische Grenze die übrig, die auch Koken vertrat, über dem Glaukonitkalk = „*Trigonodus*-Region".

Landschaftlich läßt sich allerdings in Lothringen die Grenze Muschelkalk—Lettenkohle weniger leicht festhalten, denn der obere Muschelkalk enthält sehr viel Tonlagen und die untere Lettenkohle noch ziemlich viel Dolomitbänke. So hebt sich die Grenze nicht als eine so deutliche Kante heraus wie in Franken. Auch Dolinen sind im lothringischen Muschelkalk sehr selten, er ist dazu viel zu tonig. In dem kalkreichen elsässischen Muschelkalk hätten sich ähnliche Landschaftsformen wie bei uns entwickelt, wenn er nicht durch Verwerfungen viel zu sehr zerstückelt worden wäre.

Versammlungen und Sitzungsberichte.

Londoner Mineralogische Gesellschaft. Versammlung am 17. Juni unter dem Vorsitz von Dr. A. E. H. Tutton, F. R. S.

W. L. Bragg: Kristallstruktur durch Röntgenstrahlen sichtbar gemacht. Die Untersuchung der Diffraktionsbilder, die man erhält, wenn X-Strahlen durch eine Platte eines Kristalls hindurchgehen, zeigt, daß in vielen einfachen Kristallen die Diffraktion durch ein System von Punkten hervorgebracht wird, die in einem Raumgitter angeordnet sind. Dies ist der Fall, wenn das Molekül entweder nur ein einziges schweres Atom von mindestens dem doppelten Atomgewicht der übrigen Konstituenten enthält, oder nur zwei Atome von nahe demselben Atomgewicht. Bei Vergleichung der Bilder, die von gewissen Alkalihaloiden, wie K Cl und K Br hervorgebracht werden, wird eine bestimmte Struktur dieser regulären Kristalle klar angedeutet, und es sieht aus, als wären die Atome in einem Raumgitter angeordnet, dessen Elementarparallelepiped der Würfel ist, in der Weise, daß die beiderlei Atome auf den Achsen miteinander abwechseln, so daß die Atome jeder Art die Ebenen eines kubischen Raumgitters bilden. Diese Schlüsse werden bestätigt durch eine Vergleichung der Distanzen zwischen Ebenen parallel mit den verschiedenen Flächen dieser Kristalle, ausgeführt mit dem X-Strahlen-Reflexionsspektrometer, und es zeigt sich, daß ein einzelnes Atom mit jedem Punkt des Raumgitters verbunden ist, das in dem betreffenden Fall die Diffraktion bewirkt, z. B. bei den Alkalihaloiden, dem Kalkspat, Flußspat, der Blende und den Pyriten. Wenn die angenommene Kristallstruktur die richtige ist, gibt eine einfache Rechnung die absolute Wellenlänge in Zentimetern der homogenen Bestandteile in dem X-Strahlenbündel von einer Platin-Antikathode.

H. V. Ellsworth: Der Kristallhabitus des Topases von Neu-Braunschweig in Kanada. Topas, ein seltenes Mineral in Kanada, findet sich in York Co. in Neu-Braunschweig mit Wolframit, Molybdänglanz und etwas Flußspat. An den Kristallen herrschen die Formen: (110), (120), (011) und (112), aber auch noch andere Pyramiden und Prismen sind fast immer vorhanden; im ganzen sind 16 Formen beobachtet worden. Matte Flächen wurden nach Brashear's Verfahren mit einem Überzug von Silber versehen, in dem eine ammoniakalische Lösung von Silbernitrat durch eine Zuckerlösung reduziert wurde.

Dr. G. T. Prior: Über den Meteoriten, der im September 1911 bei Baroti im Pendschab (Indien) fiel. Der Stein, der zu Tschermak's Gruppe der „intermediären Chondrite“ gehört, ergab bei der Analyse ungefähr 9 % Nickel-

eisen und 7 % Troilit, die in kleinen Partikeln durch eine farblose Grundmasse von Enstatit und Olivin mit nur wenigen Chondren zerstreut waren.

Dr. A. W. Gibb zeigte Kämmererit von Unst, einer der Shetlands-Inseln vor.

Besprechungen.

F. Rinne: Allgemeine Kristallographie und Mineralogie aus Teil III, Abt. III, 2. des Werkes „Die Kultur der Gegenwart", herausgeg. von P. Hinneberg. Leipzig und Berlin bei B. G. Teubner. 1913. 117 p. 53 Abb.

Das unsere Zeit kennzeichnende Bedürfnis nach Übersichten und Zusammenfassungen der wissenschaftlichen Ergebnisse des vergangenen Jahrhunderts findet in dem großen Werke „Die Kultur der Gegenwart" eine glänzende Befriedigung. Ein Band dieses Werkes wird von der Chemie, zusammen mit Mineralogie und Kristallographie eingenommen. Der letztere Abschnitt ist von F. Rinne in musterhafter Weise bearbeitet. Die Schrift ist zwar vorwiegend für Nichtmineralogen gedacht, sie wird jedoch auch dem Fachmann durch die Form der Darstellung, die von den üblichen Büchern über Kristallographie und Mineralogie erheblich abweicht, von großem Werte sein. Zunächst werden in den einführenden Betrachtungen das Wesen der kristallinen und amorphen Materie, das Wachstum der Kristalle, die Reaktionen im festen Zustande und der chemische Ab- und Umbau von Kristallen besprochen. Es folgt ein geometrisch-kristallographisches Kapitel, das die Formeigenschaften des Stoffes im kristallisierten Zustande und ihre Erforschung in großen Zügen wiedergibt. Im Abschnitt „Physikalische Kristallographie" sind entsprechend der üblichen Arbeitsteilung die Kohäsions- und die optischen Eigenschaften der Kristalle eingehender behandelt, während die übrigen physikalischen Eigenschaften bis auf kurze Andeutungen der eigentlichen Physik überlassen bleiben. Unter dem Titel „Chemische Kristallographie" hat der Verf. die Kristallisationserscheinungen von Lösungen und Schmelzen (Lehre der heterogenen Gleichgewichte), weiterhin die Metamorphosen im Mineralreich, wie Verwitterungsvorgänge, Kontaktmetamorphose, Dynamometamorphose. Metamorphose der Salzlager und dergl. beschrieben. Das Schlußkapitel wird als „Beziehungen zwischen dem chemischen und dem physikalischen sowie geometrischen Wesen der Kristalle" bezeichnet und ist hauptsächlich den Erscheinungen der Polymorphie, Isomorphie und Mischkristallbildung gewidmet. Auf Einzelheiten kann in dieser kurzen Besprechung nicht eingegangen werden; es sei die Lesung der Schrift aufs wärmste empfohlen. H. E. Boeke.

Gottlob Linck: Grundriß der Kristallographie für Studierende und zum Selbstunterricht. Dritte verbesserte Auflage. Jena bei Gustav Fischer. 1913. 271 p. Mit 3 farbigen Tafeln und 631 Originalfiguren im Text.

Die erste Auflage ist im Jahre 1896 erschienen (vergl. N. Jahrb. f. Min. etc. 1896. I. -379-). Das Buch hat durch sein Erscheinen in dritter Auflage (zweite Auflage 1908) seine an der genannten Stelle hervorgehobene Brauchbarkeit erwiesen. Während die zweite Auflage eine fast vollständige Neubearbeitung der ersten darstellt, ist diese dritte im wesentlichen unverändert geblieben. Nur wenig ist, den Bedürfnissen der fortschreitenden Wissenschaft entsprechend, verändert und hinzugefügt worden, wodurch der Umfang von 254 Seiten der zweiten Auflage auf 272 Seiten der jetzigen, die Zahl der Figuren von 604 auf 631 gestiegen ist. Neu ist im kristallographischen Teil u. a. die Erwähnung der Komplikationsregel, im optischen die Erläuterung der Huyghens'schen Konstruktion an der Hand einiger Figuren, der Abschnitt über Indexflächen einachsiger Kristalle und die Bestimmung des Charakters der Doppelbrechung mittels des Gipsplättchens mit Rot I. Ordnung; umgearbeitet ist u. a. der Abschnitt über optisch anomale Kristalle. Die Ausstattung des Buchs ist gediegen und die Abbildungen meist instruktiv, doch nicht alle, die bei ferneren Aufgaben wohl durch andere ersetzt werden könnten. Hierher gehört u. a. die neue Fig. 458, die Wärmeleitungskurve des Gipses darstellend, die Fig. 429 der zweiten Auflage in wenig glücklicher Weise ersetzt; wenig charakteristisch sind die neue Fig. 360 zur Erläuterung der Zwillingslamellen im Kalkspat, und die Abbildung Fig. 6 der Kochsalzschüsselchen. Die Darstellung der Interferenzfarben auf Tafel 1 ist, der zweiten Auflage gegenüber, erheblich weniger gelungen; hauptsächlich sind die Grenzen der einzelnen Ordnungen viel zu scharf. **Max Bauer.**

Emil Abderhalden: Fortschritte der naturwissenschaftlichen Forschung. 8. Berlin und Wien, bei Urban u. Schwarzenberg. 1913. 308 p. Mit 1 Tafel und 217 Textfiguren.

Der vorliegende Band der bekannten „Fortschritte" enthält aus dem Gebiete der Paläontologie und Geologie die beiden Abhandlungen: F. Broili: Unser Wissen über die ältesten Tetrapoden, p. 51—93, mit zahlreichen Textfiguren, und F. Frech: Baukunst und Erdbeben, p. 287—308, mit 1 Tafel und vielen Textfiguren. Von mineralogischem Interesse ist: W. Guertler: Stand der Forschungen auf dem Gebiete der Metallographie, p. 1—50, mit 13 Textfiguren. **Max Bauer.**

Personalia.

Gestorben: Geh. Reg.-Rat Dr. **H. Haas**, em. Professor der Geologie und Paläontologie in Kiel.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ueber chemische Veränderungen in mechanisch deformierten Gesteinen.

Von **Helge Backlund.**

In einer Untersuchung der „Quarzporphyr- und Porphyroidformation in Südpatagonien und Feuerland" veröffentlichte Quensel[1] bemerkenswerte Daten über die chemische Veränderung, welche in einem Effusivgesteine bei seiner mechanischen Umformung vorsichgegangen. Allerdings sucht Quensel diese Veränderung teilweise durch Hinzuziehung von hydrothermalen Agentien zu erklären, doch sind die Spuren dieser Einwirkung im Gestein sehr gering und diese Erklärung deshalb nicht einwandfrei. Da aber seine Angabe in der Literatur ziemlich vereinzelt dasteht, so konnte die chemische Veränderung nicht ausschließlich auf Rechnung der mechanischen Deformation gestellt werden. Denn geologische und chemisch-petrographische Parallelnntersuchungen von Eruptivgesteinen und aus ihnen durch Druckmetamorphose oder vollständige mechanische Zertrümmerung entstandenen schiefrigen Gesteinen und Myloniten sind in der Fachliteratur nicht gerade häufig anzutreffen oder fanden nicht die gebührende Beachtung.

Es ist nicht der Zweck dieser Notiz, die zerstreute einschlägige Literatur des im Titel erwähnten Gegenstandes kritisch zu erörtern[2], oder auf Grund von ausgiebigem Untersuchungsmaterial die gesetzmäßigen Beziehungen einer eventuellen chemischen Veränderung in deformierten Gesteinen darzulegen. In den folgenden Zeilen soll ein weiteres Beispiel den patagonischen Quarzporphyren zur Seite gestellt werden, und zwar handelt es sich um die chemischen Veränderungen in einem deformierten Tiefengestein. Die ausführliche geologische und petrographische Beschreibung sowie die Angabe der das Vorkommen betreffenden Literatur erschien in spanischer Sprache an anderer Stelle[3], doch da sie vielleicht weniger zugänglich ist, erscheint eine kurze Veröffentlichung in deutscher Sprache gerechtfertigt.

In meiner Eigenschaft als Petrograph der Dirección General de Minas, Geología e Hidrología in Buenos Aires

[1] Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. XII. (1913.) p. 9—40.

[2] In Buenos Aires ist die Literatur schwer zugänglich.

[3] Vergl. H. Backlund, Algunas observaciones sobre rocas notables provenientes de Olavarría (prov. de Buenos Aires). Boletin del Ministerio de Agricultura. Abril 1913. Buenos Aires.

wurden mir im Juli 1912 9 Handstücke zur Bestimmung vorgelegt, deren auffälliges Aussehen mich zu einer Besichtigung des Vorkommens im Felde bewog. Eine Durchsicht der zugehörigen Dünnschliffe bestärkte mich in dieser Absicht und dank dem liebenswürdigen Entgegenkommen des Direktors, Ingenieur E. Hermitte, und des Chefs der Sección Geología, Dr. H. Keidel, konnte ich dem Vorkommen von Cerro Negro (Partido de Olavarría, Prov. Buenos Aires) einige Tage widmen.

Der Cerro Negro ist ein flacher Hügel von ungefähr 1700 m Länge und 700 m Breite, der sich ungefähr 60 m, mit der Längsachse in der Richtung ENE—WSW, aus der flach undulierten Ebene der Pampa erhebt. Das anstehende Massengestein ist längs dem flachen Kamm und am oberen Drittel der Abhänge anzutreffen, stellenweise durch Erdbedeckung verhüllt, wie auch die unteren zwei Drittel fast ganz erdbedeckt sind.

Das Hauptgestein ist ein roter Augengneis, der in einer breiten (200—250 m) Zone längs dem Südabhang anzutreffen ist. Es ist ein gepreßter, grobporphyrischer Granit. Die einzelnen roten Feldspataugen erreichen eine Maximallänge von 8 cm bei 3 cm Breite. Zwischen ihnen zieht sich, scharf an den Feldspataugen absetzend, die körnige Zwischenmasse wie Schnüre hin, aus dunklem, fast schwarzem Quarz und schwarzer Hornblende mit spärlichen Glimmerblättchen bestehend; auch farblose und weiße Plagioklaskörner sind hier zu sehen. Die durch die Feldspataugen scharf ausgesprochene Paralleltextur streicht senkrecht in Richtung NE 100° (magn.). Auf dem Hauptbruch erscheint das Gestein massig, und nur eine randliche Zertrümmerung der großen Feldspattafeln sowie eine deutliche Verbiegung der Spaltflächen deutet auf eine starke mechanische Beeinflussung; auch sind hier größere, zusammenhängende Quarzfelder als Zwischenklemmung und kleine Hornblendekristalle zu sehen.

Das Hauptgestein wird von (grobkörnigen) Linsen und (feinkörnigen) Bändern durchzogen, die fast ausschließlich aus rotem Feldspat und Quarz bestehen. Ihre scharf ausgesprochene Paralleltextur zeigt keinerlei oder nur lokale (in den Ausbuchtungen der Linsen) Abweichung von der herrschenden Paralleltextur, und sie sind wohl teils als Derivate von Pegmatiten (die Linsen), teils von Apliten (die Bänder) zu deuten; ihre Abgrenzung zum Hauptgestein hin ist unscharf. In dem Hauptgestein sind auch ebenkörnige Partien von mittlerem Korn und normal granitischer Zusammensetzung anzutreffen, die sich dem Hauptgestein stellenweise einfügen und die als Granitgneise (mit scharf ausgesprochener Paralleltextur) schlechthin zu bezeichnen sind. Auch ein an dunklen Gemengteilen und Plagioklas angereichertes feinkörniges Gestein wurde angetroffen, dessen Beziehungen zum Hauptgestein wegen Erdbedeckung nicht festgestellt werden konnten; es enthält makro-

skopisch Granat in vereinzelten kleinen Körnern und dürfte wohl als ein dioritisches Differentiationsprodukt (durch Einschmelzung von exogenen Einschlüssen entstanden?) anzusehen sein; seine ausgesprochene Paralleltextur stimmt mit dem des Hauptgesteins vollständig überein.

Das Hauptgestein wird von einer Reihe von Spaltensystemen durchzogen. Des einen Systems, in der Richtung NE 155° verlaufend und aus offenen Spalten bestehend, im Verein mit einer grobbankigen Absonderung parallel der Oberfläche, bedient sich der kleine Steinbruchsbetrieb des Herrn Laclau, und es werden vorzügliche Blöcke von respektablen Dimensionen gewonnen. Die anderen Spaltungssysteme sind älter, vollständig zusammengeschweißt und folgen teils der Paralleltextur, teils verlaufen sie in den Richtungen NE 55° und NW 15°. Sie heben sich meist als scharfe und schmale schwarze Linien von dem durchlaufenden Gestein ab, um einerseits vollständig zu verschwinden, andrerseits breiter zu werden. Die Verbreiterung vollzieht sich gewöhnlich in der Richtung der Punkte, in denen sich die Spalten der verschiedenen (älteren) Systeme kreuzen, und im Kreuzungspunkt sieht man eine mehr oder weniger scharf begrenzte Gesteinspartie von tiefschwarzer Farbe, in dem einzelne, mehr oder weniger dunkle Trümmer des Hauptgesteins gleichwie herumschwimmen. Wenn man eine solche Spalte von ihrem haarscharfen, fast unsichtbaren Beginn im Gestein bis zum Kreuzungspunkt Schritt für Schritt verfolgt, kann man sich überzeugen, daß längs ihr Differentialbewegungen sowohl in horizontaler wie in vertikaler Richtung vorsichgegangen: die Feldspataugen sind oft in zwei Teile getrennt und die beiden Teile weit voneinander weggerückt, und oft sind zu den längs der einen Seite der Spalte verteilten Feldspathälften die zugehörigen auf der anderen Seite gar nicht aufzufinden (horizontale Bewegung von großem Ausmaße, oder vertikale Bewegung?). Die schwarze dichte Masse, welche die Spalte bei sichtbarer Breite scharf begrenzt ausfüllt, nimmt zum Kreuzungspunkt an Breite zu, und hier, wo sie Flächen von größeren Dimensionen bildet, kann man dank den in diesen Partien schwimmenden Bruchstücken des Hauptgesteins einigen Aufschluß über die Natur der schwarzen dichten Masse erhalten: die Ecken des in die schwarze Masse hineinragenden Hauptgesteins sind zertrümmert und mit zunehmender Feinheit des Korns nimmt auch die dunkle Färbung zu; die Bruchstücke zeigen stark zertrümmerten Rand, und ähnliche Übergänge mit feinem Korn sind auch hier zu beobachten. Von kaustisch-magmatischer Einwirkung ist keine Spur zu sehen, und wie auch die mikroskopische Untersuchung es bestätigte, kann von einem durchbrechenden, dichten Eruptivgestein nicht die Rede sein. Die wiederholt beobachteten graduellen Übergänge lassen nur eine Deutung des dichten schwarzen Gesteins in den Spalten und ihren Kreuzungs-

punkten zu: es ist ein Reibungsprodukt des Hauptgesteins, und zwar ein vollständig zementiertes: ein regeneriertes Gestein. In den Kreuzungspunkten der Spalten kann man beobachten, daß die Horizontalbewegung in allen möglichen Azimuten vorsichgegangen ist: die einzelnen Blöcke sind in allen Richtungen aneinander verschoben und hierbei sind die vorspringenden Ecken abgestoßen und zu einem feinen Mehl verrieben; das sind eben die schwarzen Partien. Diese Partien nehmen an Umfang und Häufigkeit in der Richtung des Kammes vom Cerro Negro zu, und die relativ unversehrt gebliebenen Blöcke des Hauptgesteins liegen gewissermaßen in einem weitmaschigen, in der Richtung der Paralleltextur ausgezogenen flachen Netze von schwarzen „Adern" oder Reibungszonen. Als Spezialbeobachtung kann erwähnt werden, daß die in den schwarzen Flächen der Ecken verhältnismäßig unversehrt gebliebenen Bruchstücke eine relativ wenig ausgesprochene Augengneistextur zeigen; sie fehlt hier manchmal scheinbar ganz. Vielleicht dürfte das ein Hinweis darauf sein, daß die Kräfte, die im Hauptgestein die Augengneistextur verursachten [1], in ununterbrochener Folge die lokale vollständige Zertrümmerung des Gesteins hervorriefen.

Von der Kammlinie nach Norden und am ganzen Nordabhang sind die dunklen, dichten Gesteine im Übergewicht; in langen Zonen, Linsen und Bändern ziehen sie sich zwischen relativ gut erhaltenen Hauptgesteinsbändern dahin, und die Abwechslung ist ungemein unregelmäßig und mannigfaltig. Zu den dunklen Gesteinen gesellen sich Bänder von ziegelroter Farbe und dichter Beschaffenheit. Es sind dies, wie der stete Übergang zum und die Analogien im Hauptgestein zeigten, Abkömmlinge der pegmatitischen und aplitischen Massen. Die Paralleltextur, wo sie durch Abwechslung von dunkler (Quarz) und heller (Feldspat) gefärbten Streifen sichtbar ist, stimmt mit dem des Hauptgesteins im allgemeinen überein. Auch in den ganz dichten schwarzen Gesteinen läßt sich diese Paralleltextur feststellen durch reihenförmig angeordnete, fast mikroskopische Reliktminerale (meist Plagioklas, siehe weiter unten). Eine ausgesprochene Schieferung fehlt dagegen ganz, die dichten Gesteine haben meist einen unregelmäßigen Bruch, dem des Feuersteins ähnlich.

In großen Zügen ließen sich folgende konstant wiederkehrende Texturvarietäten [2] unterscheiden:

1. Bändergneis. Abwechselnd schwarze und rote Streifen von 5 mm Länge und 20 cm und mehr Breite, die ersten fast dicht, aus Quarz, den farbigen Gemengteilen und Plagioklas bestehend, die zweiten deutlich körnig, mit kleineren Spaltflächen, aus den roten Feldspatindividuen (Mikroklin) entstanden.

[1] Daß die Augengneistextur wohl ausschließlich der Druckmetamorphose zuzuschreiben ist, beweist die mikroskopische Untersuchung.

[2] In der erwähnten Abhandlung (Algunas observaciones etc.) ist ein vollständiges Profil quer durch Cerro Negro ausführlich beschrieben.

2. Fleckengneis. Die unregelmäßig geformten roten Feldspäte liegen zerstreut in der überwiegenden, dichten, schwarzen Grundmasse. Die Feldspäte sind gekörnelt, und nur wenige größere Relikte mit deutlichen Spaltflächen sind zu sehen.

3. Flammengneis. Die Feldspäte sind besen- oder flammenförmig ausgezogen, mit teilweise unscharfen Übergängen zur dichten dunklen Grundmasse; sie bestehen aus einer dichten, mattrosa Masse, in der das Mikroskop noch die Bruchstücke des Mikroklins identifizieren kann. Dank den unscharfen Grenzen dieser „Flammen" erscheint die Grundmasse stellenweise hellgrau. Wenn die „Flammen" dichter beisammen liegen, erscheint dieses Gestein gewellt.

4. Streifengneis. Das Gestein sieht schichtig aus dank den streng parallelen, dichten, ziegel- bis karminroten Streifen, welche die bei weitem überwiegende schwarze Grundmasse durchsetzen; die Grundmasse ist auch hier dicht. Die meist schmalen Streifen sind geradlinig, setzen scharf ab oder keilen spitz aus nach allen Seiten: es sind scheibenförmige Partien. Eine „Horizontbeständigkeit" dieser Streifen läßt sich nicht beobachten; sie finden sich meist in Gruppen vereint, während sie in anderen Teilen ganz fehlen oder nur in Spuren (äußerst verschwommen) vorhanden sind. Es sind ausgewalzte Mikrokline.

5. Zylindergneis. Dieses Gestein ist dem vorigen überaus ähnlich. Doch bilden die roten Streifen nicht scheibenförmige Partien, sondern es sind parallele, zylinderförmige Stäbe von dichter Mikrolinmasse, in der ab und zu auf dem Querbruch die Spaltflächen aufblitzen. Auf diesem Bruch hat das Gestein ein porphyrisches Aussehen, mit runden „Einsprenglingen" von Mikroklin. Die einzige Erklärung für die Bildung dieses Gesteins wäre die, daß die Mikroklinindividuen bei der Auswalzung eine rotierende Bewegung vollführt hätten um eine Achse senkrecht zur Bewegungsrichtung [1].

6. Brecciengneis. Das Gestein ist grauschwarz bis mattschwarz. Es lassen sich Bruchstücke von Feldspat, selten rosa angehaucht, beobachten; kleine wasserhelle, in der Grundmasse schwarz erscheinende Plagioklase, meist gut gerundet, sind streifenförmig angeordnet. Auch die eckigen Bruchstücke deuten die Paralleltextur an. Dieses Gestein entspricht teilweise den schwarzen Partien in den Kreuzungspunkten der Spalten und dürfte, wie dort, durch vollständige Zertrümmerung, verursacht durch verschieden gerichtete Differentialbewegungen, gebildet worden sein. Ein weiteres Stadium von Zertrümmerung dieses Gesteins sind die dichten

7. hornfelsähnlichen Massen. In ihnen ist die Zertrümmerung vollständig. Nur selten sieht man ein gerundetes Plagioklaskorn

[1] Die unter 2—5 beschriebenen Gesteine wirken als polierte Ornamentsteine sehr effektvoll, und zwecks dieser Verwendung wurden sie zur Untersuchung eingesandt; dank dem feinen Korn lassen sie sich gut polieren.

aufblitzen. Die Farbe des Gesteins ist mattschwarz, oft aber auch mit feuersteinähnlichem Glanz. Die Verteilung der beiden letzten Gesteine im Felde ist unregelmäßig, ein linsenförmiges Auftreten konnte nicht festgestellt werden.

Zu diesen Varietäten kommen noch die dichten roten, mehr oder weniger gestreiften („fluidalen") Gesteine, die oben als Derivate pegmatitischer und aplitischer Massen erwähnt werden.

Am Südostfuße des Cerro Negro, durch einen breiten Streifen von Erdbedeckung von dem roten Augengneis getrennt, steht ein graugrünlicher Granitgneis an. Er ist durch einen jetzt aufgelassenen Steinbruch aufgeschlossen. Die Paralleltextur ist deutlich zu unterscheiden, sie stimmt im Streichen und Fallen mit dem des roten Augengneises beiläufig überein. Die Feldspäte, meist Plagioklas, aber auch Orthoklas (Mikroklin), bilden große Individuen, die in der Richtung der Paralleltextur ausgezogen sind, ohne daß man jedoch das Gestein mit dem Namen Augengneis belegen könnte. Quarz tritt in diesem Gestein bedeutend seltener auf, die farbigen Gemengteile sind dieselben wie im roten Augengneis, das Gestein ist bedeutend basischer und steht als Magmagestein an der Grenze des Granodiorits.

Von diesem Gestein wurden Bruchstücke als magmatische Einschlüsse in dem roten Augengneis angetroffen[1]. Es sind teils kleinere Bruchstücke, teils größere Blöcke; die letzteren werden in dem neuen Steinbruch gleichzeitig mit dem Augengneis ausgebeutet. Anzeichen von magmatischer Einschmelzung lassen sich an diesen Einschlüssen nicht konstatieren. Dagegen ist wohl eine endogene Anreicherung an dunklen Glimmerblättchen längs der Grenze als kaustische Wirkung aufzufassen. Je nachdem sich diese Bruchstücke in den stärker oder schwächer mechanisch beeinflußten Zonen des roten Augengneises vorfinden, kann man in ihnen eine parallele Veränderung beobachten. In dem Hauptgestein ist das eingeschlossene Gestein oft weniger deformiert als in dem Anstehenden. Noch öfter aber zeigt sich eine starke Zertrümmerung, die in einer Körnelung des Feldspats in konzentrischen Zonen ihren Ausdruck findet; die rundlichen, hellgrauen Feldspatreste schwimmen dann isoliert in einer mehr oder weniger feinkörnigen, grünlichen Grundmasse. Wenn ein Einschluß dieses Gesteins in einem Kreuzungspunkt der Spaltensysteme zu liegen kommt, wird er meist durch geradlinige Spalten in Stücke zerlegt, und längs diesen Spalten dringt die schwarze Grundmasse von außen hinein, auch größere zertrümmerte Mikroklinteile folgen nach; und endlich

[1] Ähnliche Altersverhältnisse konnten an den mechanisch weniger beeinflußten Gesteinen des Cerro Redondo und Sierras Bayas (im W) zwischen einem roten und einem grauen Granit beobachtet werden. Vergl. Algunas observaciones etc. Doch waren dort deutliche Einschmelzungserscheinungen zu beobachten.

werden Teile dieser Einschlüsse vollständig in ein feinkörniges bis dichtes Gestein von grauer Farbe zertrümmert, in dem verschwommene dunklere Streifen und zartrosa Flecken die durch Fremdmaterial gefüllten Spalten markieren. In der Zone der vorherrschenden Mylonite sind die Einschlüsse ebenfalls in hellgraue bis grünliche, gestreifte Mylonite von feuersteinähnlicher Beschaffenheit ausgewalzt; doch lassen sich in diesen Gesteinen, deren Grenzen zu dem umgebenden, meist dunklen Gestein unscharf sind, öfter blitzende Spaltflächen von Plagioklas sehen: das Gestein ist eben reicher an Plagioklas, und der Plagioklas widersteht augenscheinlich der vollständigen Zertrümmerung besser als die übrigen Komponenten.

Eine kurze Erwähnung des mikroskopischen Befundes der hauptsächlichsten Vertreter der Gesteine vom Cerro Negro ist teils zur Erläuterung ihrer gradnellen Deformation, teils zum Verständnis der im folgenden zu besprechenden Analysen notwendig.

Das Hauptgestein, der rote Augengneis, zeigt u. d. M. große Felder von Mikroklinmikroperthit, die das Gesichtsfeld vollständig einnehmen; sie sind stark undulös und von unregelmäßigen Spalten durchzogen, die von einer Mikroklinmikrobreccie erfüllt sind. Die Umrisse des Mikroklins sind konvex, abgerundet und umgeben von einem Kranz derselben authigenen Breccie. In dieser feinkörnigen Mikrorandbreccie sind öfters klare oder schwach gestreifte Körner eines Plagioklases eingemengt, und an der Grenze von Kalifeldspat und Plagioklas hat sich sodann Myrmekit gebildet. Die geschwänzten Zwickel der Augen bestehen vollständig aus einer Mikrobreccie. Längs den Rändern des Mikroklins wechselt das Korn der Mikrobreccie: zum Muttermineral hin ist sie grobkörniger, wird nach außen hin immer feiner, um dann wieder wachsendes Korn (mit Plagioklas) aufzuweisen. Die äußere Mikrobreccie geht dann unmerklich in die allgemeine Breccie der Zwischenmasse über, in der große Felder von Quarz vorherrschen. Diese bestehen aus einer Unzahl von undulösen Einzelindividuen, die verzahnt und vermittels einer sehr feinen Mikrobreccie aneinanderstoßen. Der Plagioklas steht an Menge dem Quarz wenig nach. Blasse, breite Zwillingsstreifen nach dem Albitgesetz kennzeichnen ihn als solchen, und die Lichtbrechung (höher als Canadabalsam, optisch negativ) sowie die Auslöschung ($\perp \alpha \ldots . + 9^0 = 26\,\%$ An) kennzeichnen ihn als Oligoklas. Er bildet lang ausgezogene Linsen, in denen die isometrischen Körner in einer Form ähnlich der Hornfelsstruktur aneinandergereiht sind. Eine beginnende Umwandlung in farblosen Glimmer mit Ausscheidung von kleinen Kaolinmengen unterscheidet ihn vom Kalifeldspat.

Die eigentliche (dunkle) Zwischenmasse enthält viel feinkörnigen Quarz und Feldspat von brecciösem Aussehen. Xenomorphe Hornblendekörner bilden eine Art Zement zwischen den

farblosen Komponenten. Die Bildung dieser Hornblendekörner aus großen, nur zum Teil erhaltenen Feldern (mit relativ kleinem negativem Achsenwinkel, Pleochroismus: α — gelb $< \beta$ — olivgrün $\gtrless \gamma$ — dunkelgrün, $c : \gamma = 12°$) läßt sich Schritt für Schritt verfolgen. Zum großen Teil von ähnlichem Ursprung sind die Magnetitkörner[1], die teils in den Hornblendefeldern eingeschlossen, teils in langen Reihen von ihnen auslaufen. An dem Aufbau dieser Reihen nehmen zahlreiche Biotitblättchen (α — gelb $< \beta = \gamma$ — dunkelbraun, fast opak), Zirkonkörner und -kriställchen (mit schwärzlichen Umrissen) und Apatit (meist in Körnerform, deutlich durch Abquetschung aus prismatischen Kristallen entstanden) teil. Diese lang ausgezogenen Bänder von farbigen Mineralen sind beiderseitig, ebenso wie die kompakten Hornblendefelder, von einer Quarzbreccie umgeben. (Schluß folgt.)

Nochmals „Zu Tućans Bauxitfrage".

Von **M. Lazarević.**

Auf den Vorwurf F. Tućan's, ich hätte bei dem Zitieren seiner Äußerungen eine unrichtige Behauptung aufgestellt[2], erwidere ich folgendes: Ich behauptete, F. Tućan habe in dem unlöslichen Rückstande der Kalke und Dolomite Calcit gefunden. Zu dieser Behauptung muß jeder kommen, der den gegen Cornu und mich gerichteten Absatz des Artikels „Zur Bauxitfrage" von F. Tućan liest (dies. Centralbl. 1913. H. 3. p. 66), denn in diesem Absatze findet sich folgender, hier fett gedruckter Satz. Um neuerlichen Vorwürfen zu entgehen, zitiere ich den ganzen gegen Cornu und mich gerichteten Absatz, welcher lautet:

„Ebenso werden nach unseren Untersuchungen die Ansichten von F. Cornu und M. Lazarević über den Bauxit und seine „Adsorptionsverbindungen" hinfällig, da Bauxit keine „vollkommen homogene und isotrope" Masse ist und da sein SiO_2- und TiO_2-Gehalt von mechanisch beigemengten Quarz- (und einem mehligen SiO_2, dann von einem Kieselsäuregel, $SiO_2 \cdot 2H_2O$)!?" „und Titanmineralien (hauptsächlich Rutil) herrührt. (Vergl. auch meinen Aufsatz im Beil.-Bd. XXXIV. p. 427.) P_2O_5, CaO und SO_3, welche Bestandteile man in manchen Bauxitanalysen anführt, stammen unzweideutig **von Apatit, Calcit, Gips und Anhydrit, welche Bestandteile ich im unlöslichen Rückstande der Kalke und Dolomite und in der Terra rossa gefunden habe.** Geradeso ist es mit der Vanadinsäure, welche in

[1] Teilweise wohl auch Ilmenit, wie die Leukoxenumrandung andeutet.

[2] F. Tućan, Zu Tućan's Bauxitfrage. Dies. Centralbl. 1913. H. 13. p. 378.

einigen Bauxiten konstatiert wurde: sie kann von Vanadinmineralen stammen, obgleich dieselben in Bauxiten (und Terra rossa) noch nicht gefunden wurden."

Aus dem fett gedruckten Satze geht ganz klar hervor, daß F. Tućan im unlöslichen Rückstande der Kalke und Dolomite Apatit, Calcit, Gips und Anhydrit gefunden hat. Daß er die gleichen vier Minerale auch in der Terra rossa gefunden hat, ändert ja an dieser Tatsache nichts. Für mich kann natürlich nur die Textierung des oben zitierten Absatzes und nicht der Text etwa früher erschienener Arbeiten F. Tućan's maßgebend sein. Im übrigen spielt die Bemerkung, von der hier die Rede ist, in meiner ersten Erwiderung eine ganz nebensächliche und untergeordnete Rolle. Den eigentlichen Gegenstand der Diskussion berührt F. Tućan in seiner zweiten Erwiderung nicht.

Falls F. Tućan doch einmal „weiter reagieren will", werde ich, wenn er auf den eigentlichen Gegenstand der Diskussion eingeht, die Existenzberechtigung seines neu entdeckten, mehligen SiO_2, sowie die Verläßlichkeit seiner optischen Untersuchungen, durch die er eine Reihe sehr schwer unterscheidbarer Minerale bestimmte, noch näher besprechen.

Wien, am 16. Juli 1913, Min. Institut der Universität.

Ueber die Herkunft des Naturgases auf der Insel Kokskär im Finnischen Meerbusen nebst Bemerkungen über die Entstehung der Insel.

Von **Bruno Doss** in Riga.

Anfang Mai 1902 wurde auf der kleinen, 30 km nordöstlich Reval gelegenen Insel Kokskär[1] eine Bohrung begonnen in der Hoffnung, artesisches Wasser zur Versorgung des Leuchtturmpersonals[2] zu gewinnen. Nachdem man, wie einem Berichte im „Revaler Beobachter"[3] zu entnehmen ist, einige Faden Sand mit eingebetteten Granitgeschieben durchdrungen hatte, kam man auf Sand mit dünnen Tonschichten; Wasser wurde nicht angetroffen, wohl aber mehrten sich mit zunehmender Tiefe aus dem Bohrloche aufsteigende Gase. Dies Bohrloch wurde im Dezember aufgelassen und im April 1903 ein neues in Angriff genommen[4]. In 27 m Tiefe machten sich wiederum Gasaustritte bemerklich. Die

[1] Bedeutet im Schwedischen so viel wie „Brodelriff".

[2] Der Kokskärer Leuchtturm ist einer der ältesten des Finnischen Meerbusens. Schon zur Hansazeit wurde hier ein geregelter Leuchtdienst unterhalten.

[3] 1903. No. 253 vom 8. (21.) November.

[4] Dieses wurde merkwürdigerweise vom Unternehmer nur einen Fuß vom ersten Bohrloch entfernt angesetzt.

Arbeit wurde trotzdem fortgesetzt und „gab es trocknen Sand mit Lehmschichten“ (Tonschichten) „von 6—8 Fuß Stärke“, wobei die Gasausströmungen an Intensität zunahmen. Wie A. Mickwitz[1] mitteilt, kam es hierbei häufig zu heftigen geysirartigen Ausschleuderungen des Spülwassers, zusammen mit Tonklumpen und Geschieben (worunter Imatrasteine), bis weit über den 8 m hohen Bohrturm hinaus. Angezündet brannte das Gas mit 4 m langer Flamme.

Die durchbohrten Tone und Sande mit erratischen Geschieben gehören ausschließlich zum Quartär. Nach A. Mickwitz[2] blieb das Bohrloch in der Tiefe von 115 m in einem harten Quarzitfindling stecken. Es unterteuft die Meerestiefe bei der Insel um ca. 10 m. Genannter Forscher nimmt an, daß das Bohrlochende den unterkambrischen Sandsteinen, deren Mächtigkeit hier auf ca. 70 m veranschlagt werden könne, wahrscheinlich sehr nahe liege.

Mickwitz betrachtete die Insel Kokskär zunächst[3] als einen wenige Meter über das Meeresniveau emporragenden Ås, später[4] jedoch ihrem Wesen nach als eine Endmoräne, die, wie die übrigen Inseln und Untiefen der Nachbarschaft, durch den am Grunde des Meeres vorrückenden Gletscher vor Estlands Küste zusammengekehrt und schließlich zur Grundmoräne wurde, indem der Gletscher, sie als Brücke benutzend und die Zwischenräume zwischen dieser und dem oberen Glintrande mit Brucheis füllend, über sie hinweg die Höhe des Glints erklomm.

Einen so exzeptionellen Vorgang wie letzteren halte ich für höchst unwahrscheinlich, glaube dagegen, daß Mickwitz' zuerst

[1] Die brennende Gasquelle auf Kokskär (Revalsche Zeitung 1903. No. 244 vom 29. Okt. [11. Nov.]). Als Mickwitz bei seinem Besuche der Insel am 26. Okt. (a. St.) 1903 behufs Gewinnung von Bodenproben ein Spülrohr in das Bohrloch einführen ließ, wurden, je tiefer dasselbe sank, die geysirartigen Eruptionen desto heftiger. Auch das Heraufholen des Spülrohres ging unter beständigen Eruptionen von statten. „Als das letzte Rohrstück das Bohrloch verlassen hatte, brach ein Geknatter an und mit ungeheurer Gewalt bahnten sich nun die Gase, unbeengt durch das Spülrohr, einen Weg ins Freie und überschütteten die Umgebung mit ihren Projektilen. Jetzt hörte man Steine niederfallen und gelang es auch, einige derselben zu finden. Es waren die bekannten Imatrasteinartigen Konkretionen.“

[2] Vortrag auf der Sitzung d. Ver. f. provinz. Naturkunde in Reval am 9. (22.) März 1904 (Revalsche Ztg. 1904, No. 58). — Vergl. F. Schmidt: Über den Austritt brennbaren Gases aus einem Bohrloch auf der Insel Kokskär (Verh. St. Petersb. Miner. Ges. XLI. 1903. Prot. p. 43. Russisch).

[3] Revalsche Ztg. 1904, No. 58.

[4] Bericht über den Gasbrunnen auf Kokskär (Bull. Acad. Sc. St.-Pétersb. 1908, p. 188). — Vergl. Derselbe: Die Stratigraphie und Topographie des Bodens des Finnischen Meerbusens (ebenda 1907, p. 700).

ausgesprochene, wenn auch von ihm nicht begründete Ansicht den Tatsachen gerechter wird. Die Erstreckung der Kokskär benachbarten Inseln Groß- und Klein-Wrangel, die, was auch Mickwitz annimmt, sicher von der gleichen Entstehung wie Kokskär sein dürften, ist eine NW—SOliche. Diese Richtung wird auch eingehalten in der Anordnung dieser Inseln zusammen mit den nordwestlich vorgelagerten Untiefen Nygrund, Devils Ei und Revelstein. Als Parallelzug zu dieser südöstlich streichenden Inselgruppe würden dann Kokskär und Malos zu gelten haben[1]. Diese NW—SO-Richtung stimmt nicht mit der Richtung der Salpausselkä-Endmoräne (Randås) in Südfinnland, auch nicht mit einer zu dieser parallel verlaufenden Endmoräne (Randås) bei Reval[2] überein, dagegen sehr gut mit dem NW—SO bis NNW—SSOlichen Verlauf der südfinnländischen und estländischen typischen Åsar.

Über den Aufbau obengenannter Inseln ist Genaueres nicht bekannt. Speziell beim Bohrloch auf Kokskär sind Bohrproben nicht gesammelt worden, und erst nach vollendeter Bohrung konnte Mickwitz auf Grund einigen ausgeschleuderten Materials und von Erkundigungen feststellen, daß Ton und Sand mit Geschieben durchdrungen worden sind. Von den herausgeschleuderten Marlekor (Imatrasteinen) nimmt genannter Forscher[3] an, daß sie sich auf sekundärer Lagerstätte befunden. Dies ist nicht möglich, wenn die Inseln ausschließlich Moränenbildungen oder reine Åsar, also Glazialgebilde, darstellen; denn die Marlekor sind typische Konkretionen des spätglazialen Bändertons, also jünger als Moränen und Åsar.

Auf Grund dieses Befundes muß angenommen werden, daß der Kern der genannten Inseln aus Sand mit Geschieben (Åsbildung) besteht, überdeckt und umkleidet zunächst von Bänderton, der ja auch am Glintfuß des benachbarten Festlandes eine große Verbreitung besitzt, sodann von *Ancylus*- und *Litorina*-Sanden, denen die vom Bohrloch auf Kokskär zuerst durchdrungenen Sande zugerechnet werden müssen. Eine Umkleidung des Åskernes durch Bänderton muß angenommen werden, da andernfalls die durch die Bohrung aufgeschlossenen tieferen Sandschichten hätten wasserführend sein müssen.

Jene während der *Yoldia*-Zeit subaquatischen Åsar stiegen während der *Ancylus*-Zeit über das Meeresniveau, tauchten zur *Litorina*-Zeit wieder unter und hoben sich während der *Postlitorina*-Zeit von neuem so weit, daß ihre höchsten Rückenpartien

[1] Über die Lage dieser Inseln und Untiefen vergleiche man eine der Spezialkarten von Estland oder des Finnischen Meerbusens.

[2] Siehe B. Doss: Gutachten über die Möglichkeit der Grundwasserversorgung der Stadt Reval. Reval 1913, p. 6 (Russisch).

[3] l. c. (Bericht), p. 189.

als Inseln und Untiefen erschienen. Während dieses Auf- und Untertauchens mußte natürlich durch die Brandung eine oberflächliche Auswaschung und Umlagerung des Materiales stattfinden. So besteht denn auch die nur ca. 4 m über das Meeresniveau sich erhebende und kaum $^1/_3$ qkm große Insel Kokskär oberflächlich aus einem Haufwerk archäischer Geschiebe, denen spärlich solche von unterkambrischem Sandstein beigemengt sind[1]. Die das Ufer umsäumenden und im Flachwasser häufigen großen erratischen Blöcke werden ihre Anreicherung wohl dem Eisschub zu verdanken haben.

Es liegen demnach bei den genannten Inseln aller Wahrscheinlichkeit nach Gebilde vor, wie sie bei vielen innerhalb der spätglazialen Transgression gelegenen Åsar Finnlands und Schwedens bekannt sind, wie sie aber auch in den Ostseeprovinzen nicht fehlen, wo z. B. der Ås Rullekaln südlich Mitau eine Flankenbedeckung, an niedrigen Stellen auch eine Kammbedeckung von Bänderton, rotem sandigen Lehm und Sand aufweist.

Kehren wir nach diesen Bemerkungen über die Natur und Entstehung der Insel Kokskär zu dem daselbst aufgeschlossenen Gase selbst zurück. Bezüglich dessen Herkunft spricht Mickwitz[2] die Meinung aus, daß „der große Inlandeisgletscher bei seinem Absteigen in den Finnischen Meerbusen und seinem Vorrücken auf dem Boden desselben alle animalen und vegetabilischen Organismen des Meeres, lebende wie tote mitsamt den weichen unterkambrischen Tonen, die den Meeresboden bildeten, vor sich hergeschoben, an der estländischen Steilküste zusammengekehrt, diese organischen Massen mit dem plastischen Ton verknetet und überdeckt und schließlich über diese Massen hinweg seinen Weg über den estländischen Glint nach Süden genommen habe. Diesen in die Grundmoräne verkneteten Organismen verdanke das Gas seinen Ursprung."

Ich muß gestehen, daß mir eine solche Erklärung der Herkunft des Gases im höchsten Grade unwahrscheinlich erscheint. Ich kann mir nicht vorstellen, wie am Rande des Binneneises, als dieses den Finnischen Meerbusen erreicht hatte, eine so reiche Fauna und Flora existieren konnte, daß deren Reste — von lebenden Organismen ist füglich überhaupt abzusehen — wie mit einem gewaltigen Besen langsam gegen Süden zusammengekehrt und in solchen Massen in noch nicht völlig zersetztem Zustande in die Grundmoräne einverleibt wurden, daß sie bei weiter erfolgender Zersetzung zu solch bedeutenden Gasansamm-

[1] A. Mickwitz in der Revalschen Ztg. 1904, No. 58 (Sitz. d. Ver. f. provinz. Naturkunde).

[2] Ebenda.

lungen[1] Veranlassung geben konnten, wie sie im Untergrunde Kokskärs vorhanden sind. Zudem ist nicht einzusehen, wie sich in der fetten tonreichen Grundmoräne, wie sie in Nordestland vorliegt und auf Kokskär entwickelt sein müßte, die nötigen Hohlräume — und zwar unter der gewaltigen Gletscherlast — erhalten haben sollen, die zur Aufnahme der Zersetzungsgase hätten existieren müssen.

Wenn ich nach alledem der Mickwitz'schen Ansicht über die Herkunft des Kokskärer Gases nicht beizupflichten vermag, so möchte ich hier auf eine andere Möglichkeit der Entstehung dieses Gases hinweisen, die einen recht hohen Grad von Wahrscheinlichkeit für sich in Anspruch nehmen darf.

Bekanntlich tritt im Schichtenverband des oberen Kambriums in Estland ein stark bituminöser Schieferton, der Dictyonemaschiefer, auf, der beispielsweise bei Reval eine Mächtigkeit von 4,4 m besitzt[2]. In fünf von A. Kupffer[3] untersuchten Proben schwankt der größtenteils aus Bitumen bestehende Glühverlust dieses Schiefers zwischen 19,11 und 22,41 %. Die Analyse des bituminösen Anteils ergab für drei Proben die in der unten folgenden Tabelle angegebenen Werte. Zum Vergleich ist in derselben noch die Zusammensetzung des Bitumens des untersilurischen Brandschiefers von Kuckers in Estland beigefügt, der, abgesehen von seinem Kalkgehalt, viel Ähnlichkeit mit dem Dictyonemaschiefer besitzt, nur noch bitumenreicher (im Mittel 42 %) ist als dieser. 100 g Brandschiefer ergeben bei der trockenen Destillation 13—24 l Leuchtgas[4]. R. Hehn[5] erhielt bei drei Versuchen der trockenen Destillation des Brandschiefers 12,9—20,0 % Öle, 44,6—66,6 % Koks, 7,8—10,1 % Wasser, 10,4—23,7 % Verluste und flüchtige Öle.

	Dictyonemaschiefer von			Brandschiefer
	Ontika	Reval	Baltischport	von Kuckers
C . . .	58,28	69,02	72,78	70,52
H . . .	5,32	7,17	7,44	7,21
O . . .	34,40	21,23	17,16	21,18
N . . .	2,00	2,57	2,62	0,29

Das stickstoffhaltige Bitumen des Dictyonemaschiefers ist auf die auf manchen Schichtungsfugen oft in großer Menge übereinander

[1] Hierüber folgen Angaben weiter unten.

[2] Nach G. Holm in den Verh. d. St. Petersb. Miner. Ges. 2. Ser. 22, 1886, p. 7.

[3] Über die chemische Constitution der baltisch-silurischen Schichten (Arch. Naturk. Liv-, Ehst- u. Kurl. 1. Ser. 5. 1870, p. 144—122.

[4] A. Schamarin: Chemische Untersuchung des Brandschiefers von Kuckers (ebenda p. 25).

[5] Die Produkte der trockenen Destillation des Brandschiefers aus Kuckers (Baltische Wochenschr. f. Landw. etc. IX. 1871, No. 2 und 3).

lagernden Graptolithen zurückzuführen. — Wenn sich somit durch trockene Destillation aus dem Dictyonemaschiefer flüssige und flüchtige Kohlenwasserstoffe erhalten lassen, so kann es selbstverständlich nicht als ausgeschlossen gelten, daß schon auf der primären Lagerstätte des Schiefers selbst natürliche Destillationsprozesse im Laufe geologischer Zeiten unter der Wirkung gewisser Faktoren[1] von statten gegangen sind. Die frei gewordenen flüchtigen und flüssigen Destillationsprodukte konnten entweder auf Spalten bis zur Erdoberfläche entweichen oder aber in Hohlräumen der hangenden Glaukonitsande und Kalksteine festgehalten werden, wobei sich aus den flüssigen Produkten im Laufe der Zeiten durch Oxydations- oder Polymerisationsvorgänge Asphalt oder asphaltähnliche Körper herausbilden konnten.

---

[1] Als solche kämen in Frage erhöhte Temperatur infolge von Oxydationsvorgängen, vielleicht auch infolge mächtiger auflagernder, später erodierter Schichtenkomplexe. Es sei hierbei darauf hingewiesen, daß die Dictyonemaschieferplatten da, wo sie an der estländischen Küste in großer Menge von der Brandung ausgeworfen und zu einem Uferwall aufgetürmt werden, zuweilen durch Selbstentzündung zum Brennen gelangen. Von einem derartigen Falle berichtete schon E. Eichwald in „Neuer Beitrag zur Geognosie Esthlands und Finlands“ (Baer und Helmersen's Beiträge z. Kenntniss d. Russ. Reiches. VIII, 1843, Separatabdr. p. 13) und neuerdings brachte die Presse (Revaler Beobachter und Revalsche Ztg. 1909 No. 219, Rigaer Tageblatt 1909 No. 222) Nachrichten über „brennende“ Schieferlager von Baltischport. Diese wurden von A. Mickwitz untersucht (Bericht im Rev. Beobachter und Rev. Ztg. 1909 No. 223), wobei sich ergab, daß hart am Meere, ca. 1 m über dessen normalem Niveau, sich ein sehr locker gefügter Uferwall aus ausgeworfenen Lamellen von Dictyonemaschiefer, untermischt mit Kalkgeröllen, gebildet hatte, der sich in seinen oberen Schichten so warm erwies, daß sich auf längere Zeit die Berührung mit der Hand verbot, während in 1 Fuß Tiefe eine ganz empfindliche Glut, jedoch ohne Flammenentwicklung, entgegenströmte. Hineingeworfenes Papier flammte nach einiger Zeit auf, ohne indessen die sich aus der trockenen Destillation entwickelnden Gase zu entzünden. Dabei entströmte dem Walle ein Geruch von schwelendem Teer. Der Schiefer brannte sich weiß. Eine Erklärung für diese Selbstentzündung ist darin zu suchen, daß der Schiefer stark von Markasit durchspickt ist, bei dessen Zersetzung unter günstigen Verhältnissen (lang andauernde intensive Sonnenhitze) eine so hohe Temperatur sich entwickelt, daß der natürliche Destillationsvorgang von statten geht. Nach F. Schmidt (persönliche Mitteilung an A. Mickwitz, siehe auch Revaler Beobachter 1909 No. 223) hat früher auf der Insel Dagö ein derartiger Brand mehrere Jahre gewährt. Daß ähnliche, durch den Markasit eingeleitete Zersetzungsprozesse auch auf der primären Lagerstätte des Schiefers innerhalb seines Schichtenverbandes erfolgt sind, beweisen die zahlreichen Gipskriställchen, die fast keinem geschlagenen Handstücke des Schiefers auf dessen Schichtungsfugen fehlen.

Daß letzteres tatsächlich der Fall gewesen, wird durch vereinzelte Vorkommnisse von Asphalt bezw. Asphaltit in Nestern innerhalb des untersilurischen Glaukonitsandes und der obersilurischen Kalksteine Estlands bewiesen[1] — Funde, die sich nur als Abkömmlinge aus dem oberkambrischen Dictyonemaschiefer oder untersilurischen Brandschiefer erklären lassen.

Muß es aber als feststehend gelten, daß flüssige Destillationsprodukte auf natürlichem Wege aus den genannten bituminösen Gesteinen sich entbunden haben, so müssen gleichzeitig auch gasförmige Produkte frei geworden sein. Im Hinblick hierauf liegt es sehr nahe, die Quelle des Kokskärer Gases im Dictyonemaschiefer (oder selbst im Brandschiefer) zu suchen.

Nach der Untersuchung H. v. Winkler's[2] besteht dieses Gas aus 70,0 % Methan und 20,8 % Wasserstoff (Mittel von 4 Analysen, deren größte Abweichungen von einander 0,8 % nicht überschreiten)[3].

Bezüglich der vorhandenen Gasmenge lassen sich durch folgende Angaben Anhaltspunkte gewinnen. Winkler[4] berechnete, daß dem Bohrloch seit dessen Teufung bis zum November (?) 1904, also in der Zeit von ungefähr einem halben Jahre, zum mindesten ca. 60 000 cbm Gas entströmt sind. Später wurde das Gas gefaßt und dient seitdem zur Beleuchtung des Leuchtturms sowie Beleuchtung und Beheizung der Wohnräume. Ein Mangel hat sich nie eingestellt; im Gegenteil muß der Gasometer in der Regel ein paarmal täglich geöffnet werden, um den Überschuß des Gases abzulassen. Zuweilen ist der Gasaustritt aus dem Bohrloch ein derart stürmischer, daß heftige knallartige Schläge ausgelöst werden. Solches geschah z. B. am 8. April 1912 und noch mehrmals später, worüber die Presse unter dem Titel „Erdbeben auf Kokskär" berichtete[5].

---

[1] Ganz vereinzelt stehen zwei Funde von Asphalt (?) und Asphaltit (Albertit) im unterkambrischen Ton bei Kunda, also im Liegenden des Dictyonemaschiefers (vergl. F. Schmidt in Bull. com. géol. St.-Pêtersb. XIII, 1894, p. 63, russ., A. Mickwitz in Mém. Ac. Sc. St.-Pétersb. Sér. VIII. 4. No. 2. 1896, p. 36, B. Doss im Korrespondenzbl. d. Naturf.-Ver. Riga XLIII. 1900. p. 195). Ob dieser Asphaltit aber an primärer Lagerstätte gesammelt worden oder nicht, darüber ist nichts bekannt.

[2] Die bei der estländischen Küste belegene Gasquelle auf Kokskär (Chem.-Ztg. 1905, p. 670).

[3] Die Analyse ist, worauf auch C. Engler (Die Chemie und Physik des Erdöls, Leipzig 1913, p. 750) hinweist, nicht einwandfrei, da das Gas mit leuchtender Flamme brennt. Wahrscheinlich sind in geringer Menge schwere Kohlenwasserstoffe beigemengt. — Der von Engler (l. c.) verzeichnete Name Koskör ist ein Druckfehler.

[4] l. c. p. 670.

[5] Näheres bei B. Doss: Seismische Ereignisse in den Ostseeprovinzen vom Juni 1910 bis Ende 1912 (Cpt. rend. d. séances d. l. com. sism. permanente T. VI, St.-Pétersb. 1913, p. 27 ff.).

Die Annahme der Herkunft des Kokskärer Gases aus dem Dictyonemaschiefer (oder selbst Brandschiefer) setzt natürlich voraus, daß diese stark bituminösen Gesteine tatsächlich auch im Untergrunde des Inselås vertreten sind. Dieses ist aber, da der Dictyonemaschiefer am Fuße des benachbarten Glints ausstreicht [1], nur möglich, wenn im Finnischen Meerbusen eine ungefähr westöstlich streichende und zwischen Kokskär und dem Festlande verlaufende Verwerfung vorliegt, die den Dictyonemaschiefer mitsamt seinem Hangenden und Liegenden bis unter den Meeresgrund bei der Insel versetzte.

Die Voraussetzung einer solchen Verwerfung steht im Einklang mit den Annahmen anderer Autoren. So spricht sich A. Karpinsky [2] dahin aus, daß am Rande des finnischen Massivs eine ganze Reihe von Grabenversenkungen von statten gegangen, als welche, wenigstens zum Teil, der Finnische Meerbusen, das Weiße Meer, wahrscheinlich auch der Ladoga- und Onega-See erscheinen. W. Ramsay [3] weist darauf hin, daß nach der Eruption der Quarzporphyre Hochlands Dislokationen stattgefunden haben, was durch die an den Küsten dieser Insel vorkommenden Reibungsbreccien bewiesen wird. Die Insel blieb als Horst stehen. R. Credner [4] spricht den Finnischen Meerbusen zusammen mit dem Mälarsee als die tiefst abgesunkene Partie einer die Depressionszone der Ostsee quer durchsetzenden Grabenverwerfung an. E. Piccard [5] gelangt auf Grund morphologischer Studien über das Bodenrelief des Finnischen Meerbusens zur Annahme einer Verwerfung in der Nähe der estländischen Küste und verlegt sie in die größte Tiefe vom Meridian des Kaps Spithamn (23° 32′ ö. Gr.) bis zum Meridian des Kaps Perespe (25° 42′). J. Sederholm [6] ist der Meinung, daß Fennoskandia während der großen, in der eocänen Epoche eingeleiteten Dislokationsperiode, die in den gewaltigen Senkungen im Atlantischen Ozean kulminierte, von seinem Zusammenhang mit der russischen Tafel abgeschnitten worden und der Finnische Meerbusen durch Dislokationen entstanden sein dürfte. Auf seiner Karte

[1] Siehe G. Holm l. c. p. 6.

[2] Allgemeiner Charakter der Schwankungen der Erdkruste im Bereiche des Europäischen Rußlands (Bull. Ac. Sc. St.-Pétersb. I. 1894, p. 17; russisch).

[3] Om Hoglands geologiska byggnad (Geol. Fören. i Stockholm Förh. 1890. XII. No. 6; Referat N. Jahrb. f. Min. 1892, I. 77).

[4] Über die Entstehung der Ostsee (VI. Jahresber. d. Geogr. Ges. Greifswald. 1. Teil. 1896, p. 74). Vergl. Derselbe in Naturw. Rundschau 1895, p. 622.

[5] Beiträge zur physischen Geographie des Finnischen Meerbusens. Inaug.-Diss. Kiel 1903, p. 28.

[6] Über Bruchlinien, mit besonderer Beziehung auf die Geomorphologie von Fennoskandia (Cpt. rend. XI. Congr. géol. int. Stockholm 1910. p. 866).

„Les lignes de fracture dans la Fennoskandia“ [1] verzeichnet er eine ganze Reihe hypothetischer, teils WSW—ONO, teils NNW—SSO streichender Verwerfungen im Gebiete des Finnischen Meerbusens, denen im begleitenden Text [2] ein miocänes oder postmiocänes Alter zugeschrieben wird. Auch bringt er den ursprünglich nördlicher gelegenen Glint mit ihnen in Verbindung.

Andere Ansichten scheint F. Schmidt [3] zu vertreten; denn er führt den Befund, daß das Kokskärer Bohrloch den am Glint anstehenden kambrischen blauen Ton nicht angetroffen, dagegen nur quartäre Bildungen durchteuft hat, nicht auf eine Verwerfung zurück, sondern auf eine stattgefundene starke Erosion des Tones auf dem Boden des Finnischen Meerbusens. Ihm schließt sich A. Mickwitz [4] an, wie aus dessen veröffentlichtem hypothetischen Profil durch den Finnischen Meerbusen im Meridian von Kokskär hervorgeht.

In Anbetracht dessen, daß der Finnische Meerbusen in seinem westlichen Teile bis Hochland die größte Tiefe ausgesprochenerweise in der Nähe der estländischen Küste erreicht [5] und daß der kambrisch-silurische Sockel hier steil abfällt im Gegensatz zur ganz allmählichen Senkung des Meeresbodens vom finnländischen Ufer aus, muß ich der Meinung beipflichten, daß dieser größten Tiefenregion eine Verwerfung zugrunde liegt. Wahrscheinlich verläuft diese Verwerfung, was das Gebiet um die eingangs erwähnten Inselåsar betrifft, südlich Groß- und Klein-Wrangel. Daß die Meerestiefe hier gegenwärtig geringer ist (bis 90 m) als südlich von Kokskär (bis 104 m) [6], wird wohl auf der Ablagerung der vom Jagowalflusse herbeigeführten Sedimente in der Bucht südlich der beiden Inseln Wrangel beruhen. Die Verwerfung müßte, damit der beim Jagowalschen Wasserfalle anstehende Dictyonemaschiefer unter das Niveau des Bohrlochendes auf Kokskär gelangte, mindestens 125 m betragen; wahrscheinlich dürfte sie aber beträchtlich größer sein.

Den südlichen Steilrand dieser Verwerfung muß der Glint an seiner ursprünglichen Lage gebildet haben. Im Laufe der Zeiten ist er durch Erosion seitens des

[1] Im Atlas de Finlande, Helsingfors 1910, No. 6.

[2] Fennia 30, I, No. 5, 6a, p. 83. — Die Karte nebst Text (Sur la géologie quarternaire et la géomorphologie de la Fennoskandia) sind auch erschienen im Bull. d. l. Com. géol. d. Finlande No. 30, 1911 (entsprechende Textstelle hier p. 43).

[3] l. c. (Verh. Min. Ges. XLI. 1903. Prot. p. 44, russisch).

[4] l. c. (Stratigraphie).

[5] So findet sich z. B. auch im Meridian von Kokskär die größte Tiefe direkt südlich dieser Insel.

[6] Nach den Angaben der vom Reichsmarineamt 1904 herausgegebenen Karte des Finnischen Meerbusens von Helsingfors bis Hochland (No. 151).

Meeres, durch Absprengungen seitens des in den Kalksteinklüften gefrierenden Wassers, durch Auswaschungen der an seinem Steilrande austretenden Quellen und Nachsturz der hangenden Schichten (was auch gegenwärtig zu alljährlichen neuen Abstürzen führt), durch Abtragung während der Vergletscherungsepoche allmählich nach Süden bis zu seiner heutigen Lage zurückgedrängt worden.

Ist dem allem aber so, so steht der Annahme von der Herkunft des Kokskärer Gases aus dem Dictyonemaschiefer, gegebenenfalls auch aus dem Brandschiefer, nichts entgegen.

Lieber noch möchte ich diesen Schluß umkehren und aussprechen: Die durch morphologische Studien über das Bodenrelief des Finnischen Meerbusens gewonnene Überzeugung, daß dem letzteren z. T. Verwerfungen zugrunde liegen, erhält durch das Kokskärer Gasvorkommen, das eine andere als die oben gegebene Erklärung schwerlich zuläßt, eine sehr gewichtige Stütze für ihre Richtigkeit.

Riga, Technische Hochschule, Juni 1913.

Zur Geologie des Jesenkoberges (Westlicher Bacher).

Von **Franz Heritsch** in Graz.

Aus dem Gebiete des Jesenkoberges bei Windisch-Graz hat Dreger[1] Porphyritgänge namhaft gemacht, welche mesozoische Gesteine durchbrechen; eine größere Anzahl von solchen Gesteinen liegt auf der Südseite des Jesenkoberges, besonders gut aufgeschlossen beim Gehöft nördlich des Richtarckogels, dann auf dem Karrenweg, der von dem genannten Bauer zum Sattel P. 823 südöstlich des Jesenkoberges führt; auf dieser Strecke befinden sich zahlreiche größere Entblößungen des „Porphyrites", besonders gut bei der Kapelle P. 762. Auch an anderen benachbarten Punkten kommt dasselbe Gestein vor, so auf dem Sattel östlich von P. 763 in mehreren Gängen, ferner am Nordhang desselben Punktes, dann am Kamm Meinhardsattel-Vrhnik etc. Die Untersuchung dieser ganz hellen Gesteine, welche ich auf einigen Exkursionen kennen gelernt habe, hat ein einigermaßen überraschendes Ergebnis gehabt. Ein Gestein vom Südgehänge des Vrhnik, geschlagen auf dem Weg von St. Anna nach dem Meinhardsattel, hat in trachytisch-rauher Grundmasse Qurz und Feldspateinsprenglinge. U. d. M. zeigen sich Quarze, z. T. mit schönen magmatischen Resorptionen, Plagioklase (Andesin), ferner Biotit, gegen welche die Hornblende an Menge zurücktritt, dann eine geringe Menge von diopsidischem Pyroxen; das Ganze liegt in

[1] Verh. d. geol. Reichsanstalt. 1905. p. 70. 1906. p. 95.

einer mikrogranitischen Grundmasse. Es handelt sich um einen Hornblendebiotitdacit. Ein anderes, ganz in der Nähe geschlagenes Handstück, zeigt neben Quarz und Plagioklas wenig Biotit, dafür aber sehr viel stark opacitisierte Hornblende; die Grundmasse, im Handstück licht gelblich, trachytisch rauh, ist mikrogranitisch und, wie seine erstgenannten Gesteine, arm an Erz. Auch dieses Vorkommen gehört zu den Daciten.

Das im folgenden angeführte Gestein von der Südseite des Jesenkoberges stammten von dem Wege, der vom Gehöft nordöstlich Richtarckogel zum Sattel P. 823 südöstlich vom Jesenkoberg führt. Zwischen den beiden auch auf der Spezialkarte markierten Kreuzen kommt ein Gestein vor, dessen licht rötlich gefärbte Grundmasse ganz dicht-glasig ist; u. d. M. sieht man, daß einzelne Teile derselben aus Mikrofelsit bestehen; in beiden Arten der Grundmasse liegen kleine Plagioklasleistchen, was in gewissem Sinn an hyalopilitische Struktur erinnert; die Grundmasse zeichnet sich durch reichliches Erz aus. An Einsprenglingen treten große idiomorphe Biotite auf, ferner zahlreiche rote Leistchen, die Reste von opacitisierten Hornblenden; dann liegen in der Grundmasse Plagioklaseinsprenglinge, der Reihe Labrador-Andesin angehörig. Das Gestein ist ein Hornblendebiotitandesit. Diese Gesteine haben nur eine ganz minimale Verbreitung, alle anderen auf der obengenannten Strecke vorhandenen Eruptiva sind echte Dacite, welche ihre Unberührtheit durch dynamische Vorgänge und ihre Verschiedenheit von den Ganggesteinen (z. B. von den Vorkommnissen des Mieslinggrabens) deutlich zeigen.

Es konnte mit geringer Mühe durch Vergleich mit anderen Gesteinen festgestellt werden, daß zu den Daciten gehörige Gesteine eine große Verbreitung am Westbacher haben. Da wäre einmal das Gestein zu nennen, das seit langer Zeit als „Porphyrit" von Maria Stein bei Saldenhofen bekannt ist[1]; es handelt sich, wie die Beobachtung im Feld und der Dünnschliff zeigen, um einen Biotitdacit, der wahrscheinlich in die Gruppe der liparitischen Dacite Rosenbusch's einzureihen ist. Es sei hier noch des Gesteins gedacht, das Trobej[2] vom Mataseo vrh bei Unterdrauburg unter der Bezeichnung Bostonit beschrieben hat. Es zeigt u. d. M. relativ wenige Einsprenglinge von Quarz, meist in rundlichen Körnern; die Plagioklase überwiegen weitaus; Orthoklas fehlt vollständig; als Einsprenglinge treten noch zahlreiche Biotite, in geringerer Häufigkeit Hornblende auf. Der Habitus des Gesteins, sein Auftreten in der breiten Masse, sein Bestand

[1] F. Eigel, Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark. 1895.

[2] Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins f. Steiermark. 1907.

spricht gegen die Bezeichnung „Bostonit". Es handelt sich um einen Hornblendebiotitdacit.

Es sei hier noch auf die Gesteine der Velka Kappa, welche von Doelter als Granitporphyr, von Teller als Porphyrit bezeichnet werden, hingewiesen. Es muß festgestellt werden, daß durchaus sich die Angaben Teller's über die Gesteine des westlichen Bacher-Hauptkammes als richtig befunden wurden. Das Gebiet des Cerni vrh, der Velka und Mala Kappa bis über den Klein-Sattel hinaus ist eine riesige Intrusivmasse, welche von Phyllit umgeben, in ihn intrudiert ist, wobei zahllose Gänge in der Umgebung der großen Masse den Phyllit durchschwärmen. Die Gesteine sind fast ausschließlich als Quarzporphyrite anzusprechen. Der Habitus der Gesteine ist ein altertümlicher; das rechtfertigt, sowohl es sich um durchaus sehr helle Gesteine handelt, den obigen Namen. Im Schliff konnte kein prinzipieller Unterschied zu den Gesteinen vom Meinradssattel festgestellt werden. An einigen Stellen konnten auch Glimmerporphyrite festgestellt werden; ein solcher bildet sehr hübsche Gänge in Granit mit Paralleltextur in dem Wucherergraben (bei der Abzweigung des Kopnikgrabens; Steinbruch); ein Glimmerporphyrit wurde auch am Cerni vrh, auf dem Gipfelplateau gefunden, ohne daß infolge der schlechten Aufschlüsse das Verhältnis zu der Quarzporphyritmasse, in welcher der Glimmerporphyrit liegt, ersichtlich wäre. Ein Glimmerporphyrit wurde auch auf dem Rücken vom Cerni vrh nach Reifnigg unter Punkt 1322 in der Nähe der Granitgrenze aufgefunden. Bei Punkt 916 südlich von Reifnigg liegt in Phyllit ein Gang von Quarzglimmerdioritporphyrit.

An der Gabelung des Razworza und Sopelsnikgrabens bei Dousche (Mieslingraben) hat Teller auf der geologischen Spezialkarte, Blatt Praßberg an der Sann, einen mächtigen Porphyritgang verzeichnet. Pontoni[1] hat dieses Gestein als Granitporphyr bezeichnet. U. d. M. zeigen sich in holokristallinem Quarz-Feldspatgewebe der Grundmasse Quarzeinsprenglinge, an Menge zurücktretend gegen Plagioklase, ferner noch Biotite; keinerlei dynamische Beeinflussung stört das Bild. Jedenfalls handelt es sich um ein Ganggestein, das zu den Daciten in einem bestimmten Verhältnis steht; es ist wohl am besten als Quarzglimmerporphyrit zu bezeichnen. Jedenfalls besteht eine Beziehung zum großen Massiv der Velka Kappa.

Im Anschluß daran seien einige Gesteine des Mieslinggrabens erwähnt, welche einen ganz anderen Charakter haben. In dem prächtig aufgeschlossenen Graben ist an der Straße, beziehungsweise an der Holzförderbahn eine ganze Serie von Gängen zu sehen. Besonders gehäuft sind sie zwischen dem Gehöft Plentak

[1] Tschermak's min. u. petrogr. Mitteilungen. 1896. p. 369.

und dem Punkt 822 im Mieslingtal. Die meisten sind bereits auf dem von Teller aufgenommenen Blatt Praßberg verzeichnet. Ein sehr interessanter Gang, der zweifellos zur Zeit der Kartenaufnahme noch nicht aufgeschlossen war, liegt im Steinbruch nach P. 633. In Gneis liegt ein schmaler Gang von Hornblendedioritporphyrit. Solche Gesteine treten noch an einigen Stellen auf, so beim Gehöft Plentak. Ferner sind zu nennen Biotitporphyrite; die bisher genannten Gesteine haben einen deutlich lamprophyrischen Charakter, stimmen aber mit den entsprechenden lamprophyrischen Gängen nicht überein, daher die obigen Namen gewählt wurden. Lichte Gänge sind als Quarzdioritporphyrite und Dioritporphyrite zu bezeichnen. Im ganzen ist die Serie eine echte Ganggesteinsgesellschaft, nicht zu vergleichen mit dem erwähnten Gestein des Razworzagrabens und mit den Glimmerporphyriten der Umgebung von Reifnigg.

Es seien noch einige kurze Bemerkungen über die Phyllite und die sedimentären Gesteine des Bachers angeschlossen. Für die Altersdeutung der Phyllite des Bachers kommt wohl einzig die Frage in Betracht, daß sie die Fortsetzung der südlichen Grauwackenzone des Klagenfurter Beckens sind; für Carbon stimmt auch das Vorkommen von Graphit (z. B. Otisnikgraben bei Unterdrauburg). Die Kreide des Jesenkoberges beginnt mit mergeligen Kalken, über welchen dann Hippuritenkalke liegen; das basale Glied der Kreide stimmt petrographisch mit den Zementmergeln von St. Bartolomä in der Kainacher Gosau und mit den entsprechenden Gesteinen des Krappfeldes überein; man muß aus dem Habitus des Basalgliedes der Gosau wohl schließen, daß die Transgression der oberen Kreide über ein ganz ebenes Land erfolgt ist, so wie das auch am Krappfeld der Fall war. Aus den Kreidekalken habe ich zwei Exemplare von *Hippurites cornu vaccinum*. — Unter der Kreide liegen dunkelgraue Tonschiefer, welche muschelig oder griffelig brechen; sie kommen auf der Südseite des Jesenkoberges an zahlreichen Stellen mit Daciten und auch mit dem früher beschriebenen Andesit in Kontakt und tragen an diesem die Spuren der Berührung mit dem Magma. Es konnte auf der Südseite des Jesenkoberges festgestellt werden, daß diese Tonschiefer mit echten Werfener Sandsteinen in engem stratigraphischen Verbande stehen. Damit ist ihre Altersfrage erledigt.

Es erübrigt jetzt nur mehr, auf die Stellung der Dacite auf der Südseite des Jesenkoberges zu den Tonschiefern und Werfenern hinzuweisen. Sie bilden anscheinend einen Stock, dessen Dach in den Vorkommnissen des Jesenkoberges vorliegt. Im allgemeinen läßt sich im Westbacher eine Reihe von, auch dem Alter nach, getrennten Eruptivgruppen unterscheiden:

1. Der Granit des Bacher; es ist ein Gestein mit Paralleltextur; seine Westgrenze liegt beiläufig auf der Linie Wucherer-

graben—Reifnigg—Reifnigger See. Sein hohes Alter geht aus der Auflagerung von Phyllit (Carbon?) hervor. Aus diesem Grunde ist auch seine Einbeziehung in den periadriatischen Bogen abzulehnen.

2. Eine zweite Gesteinsgruppe wird durch die Gänge des Mieslingtales gebildet; vielleicht gehört als Tiefenfazies der Quarzdiorit des Windischen Kalvarienberges bei Marburg dazu. Bei der Gesteinsart sind die Gänge getrennt vom Granit, durch ihren Habitus, ihr Auftreten, durch Störungen (Harnische etc.), z. T. auch durch den petrographischen Charakter scheiden sie sich von den Gesteinen der Velka Kappa. Die hieher gehörigen Gesteine durchbrechen noch den Phyllit, sind also jünger als der Granit.

3. Die dritte Gruppe wird durch die Gesteine vom Matasev vrh, Jesenkoberg, Cerni vrh, Velka Kappa etc. gebildet. Diese Gesteine tragen z. T. ihren jugendlichen Charakter deutlich zur Schau; sie müssen nach der cretacischen Gebirgsbewegung und vor der gosauischen Transgression in den Schichtverband eingetreten sein.

Die zeitliche Trennung der Deckenschübe in den Ostalpen.

Von **Franz Heritsch** in Graz.

In den Sitzungsberichten der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, mathemat.-naturwiss. Klasse. **121.** Abt. I. 1912 (erschienen im Spätherbst 1912) habe ich die alpine Deckenbewegung zeitlich zu zerlegen versucht; es wurde festgestellt, daß die Anlage des Deckenbaues der ostalpinen Decke schon vorgosauisch ist, daß ferner das ostalpine Gebiet auf das Lepontinische nach dem Alttertiär und vor dem Miocän der zweiten Mediterranstufe geschoben wurde, daß das Helvetische nachmiocän oder jungmiocän geschoben wurde und von den höheren Decken als Block überschoben wurde. Ich belegte die einzelnen Schübe mit dem Namen ostalpin, lepontinisch, helvetisch.

Nach meinen Auseinandersetzungen über die zeitliche Trennung alpiner Deckenbewegungen, welche noch eine lebhafte Stütze durch F. F. Hahn's kurz nachher veröffentlichte Anschauungen fand, kurz also, nachdem es schien, daß endlich für uns ostalpine Tektoniker eine Basis wenigstens für eine Erörterung geschaffen sei, mußte es mein lebhaftestes Staunen erregen, daß Kober in seiner neuesten Arbeit (Mitteilungen der geol. Gesellschaft in Wien. 5. 1912. p. 368—480; erschienen Anfang Mai 1913 [1]) zu abweichenden Resultaten kam, ohne daß er es für notwendig befunden hätte,

[1] Meine Arbeit lag Kober bereits vor, denn sie wurde im selben Heft der Mitteilungen der geol. Gesellschaft referiert, in welchem Kober's Arbeit erschien.

meine Ausführungen auch nur mit einem Worte zu erwähnen. Ich bin jeder Prioritätsreiterei durchaus abgeneigt und hätte mich auch jetzt nicht entschlossen, gegen das Vorgehen Kober's zu protestieren, wenn nicht in seiner Handlungsweise ein wohl überlegtes System läge; denn Kober hat in allen seinen Arbeiten, welche den östlichen Teil der Ostalpen betreffen, mich schlecht oder gar nicht zitiert[1] — obwohl er sich der Resultate meiner Arbeiten gerne bedient —, er ist im Interesse der großen Synthesen des alpinen Baues vielfach über meine Arbeiten zur Tagesordnung übergegangen und hat schließlich, wenn er mich zitierte, dies des öfteren so getan, daß der nicht eingeweihte Leser eine ganz falsche Vorstellung bekommen mußte. Ich kann nicht umhin, gegen dieses System zu protestieren und bedaure es, einem Forscher wie Kober so entgegentreten zu müssen.

Kober hat im Jahre 1911 das vorgosauische Alter der Deckenbewegung in den Zentralalpen (Grazer Gegend) angenommen[2], gestützt auf den vorgosauischen Bau des Paläozoicums von Graz, den ich im Jahre 1905 nachgewiesen habe[3]. Damals hat Kober noch nicht an die Auflösung des Paläozoicums von Graz in eine untere und obere Grauwackendecke gedacht (diese Trennung hat überdies zuerst Mohr aufgezeigt, Kober folgt ihm, ohne ordentlich zu zitieren); das zeigt seine Anmerkung auf p. 116, wo er von einem anomalen Kontakt zwischen dem Carbon von Pernegg und „dem Grazer Paläozoicum" — dieses also als Einheit genommen! — spricht; diesen anomalen Kontakt habe ich früher namhaft gemacht[4]. Es geht klar hervor, daß Kober im Jahre 1911 von der Bedeutung der vorgosauischen Bewegung in den Zentralalpen noch keine gute Vorstellung gehabt hat. Da nun ich in meiner früher zitierten Arbeit in den Sitzungsberichten der Kais. Akademie in Wien auf diese hingewiesen habe, muß ich Kober gegenüber auf meiner Priorität bestehen. Ich hätte dieses Erstlingsrecht nicht so betont, wenn Kober nicht gewohnt wäre, alle Rechte anderer zu mißachten.

[1] So schreibt Kober, l. c. p. 478, daß zuletzt von Diener auf die Bedeutung der vorgosauischen Bewegung hingewiesen wurde. Sic! — p. 455 steht zu lesen, daß W. Schmidt die Transgression der Kainacher Gosau aufgezeigt hätte, während ich dies 1905 bewies. Wenn ich alle derartigen Fehler in Kober's Arbeit aufzählen und noch die offenkundigen Unrichtigkeiten in seinem „Deckenbau der nordöstlichen Alpen", Denkschriften der Kais. Akademie der Wissenschaften, Wien 1912, richtigstellen wollte, wäre dies eine mühevolle Arbeit, wozu ich weder Zeit noch Lust habe.

[2] Mitteilungen der geol. Gesellscchaft. 4. 1911. p. 116.

[3] Mitteilungen des naturwiss. Ver. f. Steiermark. 1905, p. 721.

[4] Dies. Centralbl. 1912. p. 114.

Der angebliche Hauptdolomit bei Gosau.

Von **E. Spengler** in Graz.

Auf der geologischen Spezialkarte Blatt Ischl und Hallstatt ist $\frac{1}{2}$ km südwestlich von Gosau eine kleine Partie von Hauptdolomit eingetragen. Bei meinen heurigen Aufnahmsarbeiten in der Umgebung von Gosau besuchte ich diese Stelle und konnte folgendes feststellen: An dem bezeichneten Punkte befindet sich eine wenige Meter hohe und breite, von der Straße aus sichtbare Felspartie, wohl ein ehemaliger Steinbruch, welche aber nicht aus Hauptdolomit, sondern aus einem grauen, massigen Kalk besteht, der undeutliche Korallendurchschnitte erkennen läßt. Überlagert wird dieser Kalk von einer sehr grobkörnigen Gosaubreccie, von der besonders schöne Stücke in der vor der Wand befindlichen Schuttmasse liegen. Zwischen mehr als kopfgroßen, eckigen Stücken von verschiedenen Triaskalken ist als Zement feineres, sandiges Material eingelagert. Wegen der geringen Ausdehnung des Aufschlusses läßt sich nicht mit Sicherheit feststellen, ob der oben beschriebene graue Korallenkalk schon den Untergrund der Gosauschichten darstellt oder nur einem gewaltigen Block in den Gosauschichten angehört, welcher sich mit den mächtigen Blöcken vergleichen ließe, welche kürzlich Ampferer[1] aus der Gosau des Muttekopfes beschrieben hat.

Die Eintragung „Hauptdolomit" auf der geologischen Spezialkarte dürfte folgendermaßen zustande gekommen sein: Eine genaue Betrachtung der Karte läßt erkennen, daß bei der kleinen Partie südwestlich von Gosau die Schraffierung nicht wie bei den übrigen Hauptdolomitpartien von rechts oben nach links unten, sondern von links oben nach rechts unten geführt ist. Dies entspricht aber genau der Ausscheidung für: „Dolomit und lichter Kalk des Muschelkalkes". Mit letzterem ließe sich das Gestein auch ganz gut vergleichen; Mojsisovics dürfte dies auch gemeint, aber bei der Korrektur übersehen haben, daß hier td statt tm gedruckt wurde.

Nach der petrographischen Beschaffenheit erscheint es mir allerdings wahrscheinlicher, daß hier nicht eine Partie des lichten Muschelkalk-Riffkalkes, sondern ein Stück obertriadischen Hochgebirgs-Riffkalkes vorliegt.

Die ganze Sache wäre an und für sich völlig belanglos, wenn nicht E. Haug, gestützt auf die wohl infolge eines Druckfehlers irrtümliche Eintragung auf der geologischen Karte[2], für den vermeintlichen Hauptdolomit an dieser Stelle ein Fenster der nappe B —

[1] O. Ampferer, Über die Gosau des Muttekopfes. Jahrb. der geol. Reichsanstalt 1912.

[2] E. Haug, Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales, III. partie, le Salzkammergut. Bull. de la Soc. Géol. de France. 1912. p. 119 (Esquisse géologique de la fenêtre de Gosau).

allerdings vorsichtshalber mit einem ? — eingezeichnet hätte. Auch Cl. Lebling[1] deutet die gleiche Möglichkeit an.

Es ergibt sich daher aus der obigen Richtigstellung, daß man keine Veranlassung hat, bei Gosau ein Fenster anzunehmen, in dem Gesteine der bayrischen Decke im Sinne Haug's zutage treten.

Ueber die reptilführenden Sandsteine bei Elgin in Schottland.

Von **Friedrich von Huene** in Tübingen.

Mit 1 Kartenskizze.

Mehrere Male hatte ich Gelegenheit, die interessante Gegend von Elgin am Moray Firth im Norden von Schottland zu besuchen, da ich mich mit den dort vorkommenden Reptilien beschäftigte. Mr. William Taylor und Dr. W. Mackie waren so liebenswürdig, mir das dortige Museum und ihre Privatsammlungen zu öffnen und ersterer hat mich auch mit der Geologie der Gegend auf verschiedenen Exkursionen bekannt gemacht.

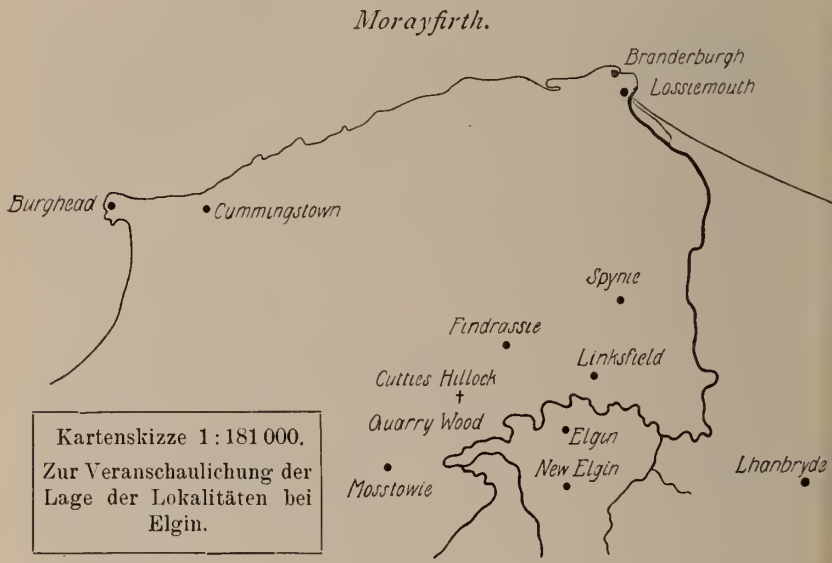
Die Sandsteine jener Gegend waren schon in alter Zeit durch devonische Fischreste bekannt. Erhöhtes Interesse wandte sich ihnen jedoch zu, als man 1851 in der oberen Partie derselben Reptilreste fand. Bald stellte sich heraus, daß diese Funde einer viel jüngeren Zeit als dem Devon angehörten. Man hielt die Sandsteine, die jünger waren als Devon, für triassisch. Viel später erst lernte man sie in permische und triassische teilen. Die Schwierigkeit der Parallelisierung hat darin ihren Grund, daß die fossilführenden Sandsteinvorkommnisse nicht zusammenhängen, sondern weit voneinander getrennt in kleinen Flecken zerstreut sind. Erst der fossile Inhalt konnte über das Alter Aufschluß geben.

Das beigefügte Kärtchen (p. 618) soll über die Lage der Lokalitäten orientieren. Zuerst will ich die einzelnen Vorkommnisse kurz besprechen.

Lossiemouth: Nördlich von Elgin bildet Sandstein von Lossiemouth bis Burghead parallel der Küste einen schmalen niedrigen aber zum Teil steilen Höhenzug. Im westlichen Teil bei Masons Haugh, Cummingstown u. a. O. erkennt man zahlreiche Fußspuren im Sandstein. Dort wird er für permisch gehalten. Reptilien kommen in diesem Zuge nur bei Lossiemouth vor. Die Steinbrüche ziehen sich vom Hafen an der Südseite des Hügels hinauf bis in die Nähe des Schulhauses. In den letzten Jahren und jetzt wird nur der westlichste Teil des langgestreckten alten Steinbruches noch betrieben. Der Sandstein ist stark zerklüftet und läßt kaum

[1] Cl. Lebling, Beobachtungen an der Querstörung „Abtenau—Strobl" im Salzkammergut. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXI. p. 573.

Schichtung erkennen; er ist feinkörnig, zäh bis hart mit mehr oder weniger tonigem und eisenhaltigem Bindemittel, seine Farbe ist weiß bis gelblich. Dies ist das im Steinbruch abgebaute Gestein, in welchem sich auch die Reptilien finden. Man hat letztere bei Sprengungen im Hafen 20′ unter Wasser, unter dem jetzigen Bahnhofplatz, im Ost- und im Weststeinbruch angetroffen. Dies ist der sog. *Stagonolepis*-Sandstein, wie er nach dem häufigsten Fossil genannt wird. Im Weststeinbruch sieht man unter demselben gut geschichteten, zähen rötlichen Sandstein und dünnbankigen, roten tonigen Sandstein. Ob diese beiden noch der Trias oder schon dem Old Red angehören, ist unsicher. Unter der Sohle



Kartenskizze 1 : 181 000.
Zur Veranschaulichung der Lage der Lokalitäten bei Elgin.

des Weststeinbruches soll früher ein dünnes Mergellager aufgeschlossen gewesen sein, das, wie die ganze Trias von Lossiemouth, etwas nach NO einfällt; darin wurde damals ein Pflanzenabdruck gefunden, der jetzt im britischen Museum aufbewahrt wird; es ist ein unbestimmbarer Stengel mit mehreren Verzweigungen. Auf der Höhe des Hügels, wo das Schulhaus steht, also etwa 50 m nördlich vom Weststeinbruch, wurde beim Bauen roter Sandstein aufgeschlossen, den Mr. Taylor für Old Red hält. Der Hügel wird von O—W laufenden Verwerfungen begrenzt und wahrscheinlich auch zerschnitten. In losen Blöcken findet man verkieselten Zellenkalk mit Bleiglanz und Pyrit, der als Relict denudierter höherer Schichten aufzufassen ist. Er wird namentlich bei Spynie als Chertyrock bezeichnet.

Die Fossilien im *Stagonolepis*-Sandstein von Lossiemouth sind,

soweit es größere Knochen sind, meist als weiße, leicht zerreibliche Knochensubstanz erhalten, teils ist, namentlich bei den kleinen Formen, die kalkige Knochensubstanz ausgelaugt und es bleiben nur die zarten Hohlräume nach; manchmal aber sind die Hohlräume mit einer mulmigen, tonig eisenschüssigen Substanz ausgefüllt, die häufig mit dem Gestein so fest verwachsen ist, daß man sie weder als Hohlraum noch plastisch freilegen kann.

Spynie: Spynie liegt 3 engl. Meilen südlich von Lossiemouth und 2 Meilen nördlich von Elgin. Der kleine O—W gestreckte Hügel (parallel jenem von Lossiemouth, durch das gleiche System von Verwerfungen begründet) hat seinen Namen von der Ruine Spynie Palace. Die Schichten fallen wie bei Lossiemouth mit schätzungsweise 20° nach NO ein, wie man aus der Überlagerung verschiedenartiger Gesteine erkennen kann. Die Steinbrüche sind seit langer Zeit verlassen. In einer der Gruben ist eine 20 m hohe Sandsteinwand vorhanden. Der *Stagonolepis*-Sandstein ist wie bei Lossiemouth schichtungslos und stark zerklüftet. Über der erwähnten hohen Sandsteinwand liegen zahlreiche große und kleine Blöcke von oolithischem, zum Teil verkieseltem Kalk mit Chalcedon-Bändern umher; stellenweise zeigt das Gestein Zellenstruktur und enthält Pyrit. Das ist der Übergang zum reinen verkieselten Zellenkalk; dieser steht etwa 100 m östlich von hier bei der Ruine Spynie Palace in gleichem Niveau an. Er liegt über dem *Stagonolepis*-Sandstein.

Findrassie: Die Steinbrüche von Findrassie werden nach dem in der Nähe gelegenen gleichnamigen Landsitz bezeichnet. Findrassie liegt etwa 2 engl. Meilen nordnordwestlich von Elgin am Nordabhang des Höhenzuges, der sich von Elgin bis Mosstowie in annähernd westlicher Richtung hinzieht und der fast ganz von Old Red gebildet wird, welches mit 5—10° nach S einfällt. Wenig östlich von Findrassie liegen die ausgedehnten verlassenen Steinbrüche, die jetzt großenteils verstürzt und verwachsen sind. Der Sandstein ist graugelb und weich und enthält keine Gerölle; er ist ziemlich gleichmäßig geschichtet. Der von den ehemaligen Steinbrüchen höher ansteigende Abhang besteht aus sehr hartem, geröllführendem, verquarztem Sandstein. Im sicheren *Stagonolepis*-Sandstein kommen Gerölle nicht vor, man hat nur einmal bei Lossiemouth ein kleines Geröll gefunden. Auch im Old Red der Gegend kommen Gerölle nicht vor, wie Mr. Taylor mir versicherte. Dagegen sind sie charakteristisch für die permischen Sandsteine des benachbarten Cuttie's Hillock. Ich nehme an, daß auch dieser Abhang dem Perm angehört und daß er durch eine ONO laufende Verwerfung von der Trias der Steinbrüche getrennt wird. Die dort vorhandene Terrainstufe macht diese Annahme um so wahrscheinlicher. In der Trias von Findrassie ist *Stagonolepis* und *Dasygnathus* gefunden. Früher wurde von hier auch ein *Ceratodus*-

Zahn angeführt, das beruht aber auf einer Verwechslung, denn der Zahn stammt von New Spynie, einer ganz anderen Lokalität, an welcher Old Red ansteht (auf dem Hügel Quarrywood, westlich von Cuttie's Hillock).

Cuttie's Hillock: Der Höhenzug Quarrywood, der zwischen Elgin und Mosstowie sich ausdehnt, besteht aus Old Red mit *Holoptychius*, welches leicht nach S einfällt. Seine Oberfläche bildet weithin ein gleiches und ebenes Niveau. Ihm ist mit deutlicher Terrainstufe der bis zu ca. 30 m mächtige permische *Gordonia*-Sandstein aufgesetzt mit ebener Lagerung. In der großen Kieferwaldung ist er in mehreren Steinbrüchen aufgeschlossen, von denen der bekannteste, der auch allein bis jetzt Fossilien geliefert hat, ganz auf der Höhe von Cuttie's Hillock (= „Hexenhügelchen", hier lag früher der Richtplatz) gelegen ist. Von dort bekommt man den besten orographischen Überblick über die ganze Gegend. In einem der anderen Steinbrüche, eine halbe Meile östlich von Cuttie's Hillock, sieht das Gestein genau ebenso aus wie an dem bekannten Fundort. Der Sandstein ist bald weich, bald sehr hart, von weißlicher bis gelblicher Farbe. Er enthält schichtenweise Gerölle, massenhaft oder auch einzeln. Ihre Größe wechselt von Stecknadelkopf- bis über Faustgröße. Sie bestehen aus weißem, durchscheinendem oder rötlichem Quarz. Ihre Form ist teils vollkommen, teils halb gerollt. Der Sandstein besitzt grobe Kreuzschichtung und ist stark zerklüftet. Bei Cuttie's Hillock kommen unter den Geröllen selten auch blutrote Quarze vor, die auf der Nordseite des Moray Firth anstehen sollen. Auch kristalline Schiefer sind unter den Geröllen. Einige der Gerölle erinnern in ihrer Form an Dreikanter, sie sind aber nicht auf primärer Lagerstätte, sondern verschwemmt. Viele erst gerollte und dann (wohl infolge der Insolation) zersprungene Gerölle sind im Sandstein eingebettet; manche sind nach dem Zersprengtwerden nochmals gerollt oder schwach mit Sandschliff anpoliert und imitieren dann Dreikanter, sind aber durch ihre oft konkaven Flächen von solchen zu unterscheiden. Der Steinbruch von Cuttie's Hillock hat die permischen Reptilien *Gordonia, Elginia* und *Geikia* geliefert. Nur 10′ unterhalb der Sohle des Steinbruches wurde unter einem dicken Geröllager eine Schuppe von *Holoptychius* gefunden. Dort beginnt also schon das Devon. Eine deutliche Grenze beider Sandsteine war nicht erkennbar. In dem alten Steinbruch, der westlich an den jetzt betriebenen stößt, sieht man auf einer schräg nach S einfallenden Fläche eine eigentümliche Spurenreihe von $1\frac{1}{2}$—2 m Länge. Die Spuren stehen paarweise nebeneinander. Die einzelne Spur zeigt keine Zehenabdrücke, sondern nur hufeisenförmige Vertiefungen von ziemlich bedeutender Größe; um den unteren Rand jeder Spur zieht sich ein kleiner Sandwall. Daher kam ich auf die Idee, es seien vielleicht Spuren eines im Sande einer abschüssigen Düne tief ein-

gesunkenen Tieres. Derselbe an Geröllen und Fußspuren reiche Sandstein findet sich, wie eingangs erwähnt, an der Nordküste von Burghead an ostwärts. Auch dort wird er als permisch angesehen.

Folgende Reptilien sind an den verschiedenen Orten gefunden worden:

Lossiemouth: *Telerpeton elginense* Mantell.
Brachyrhinodon Taylori Huene.
Hyperodapedon Gordoni Huxley.
Stenometopon Taylori Boulenger.
Erpetosuchus Granti E. T. Newton.
Ornithosuchus Woodwardi E. T. Newton.
Scleromochlus Taylori A. S. Woodward.
Stagonolepis Robertsoni Agassiz.
Saltopus elginensis Huene.

Spynie: *Telerpeton elginense* Mantell.
Hyperodapedon Gordoni Huxley.
Ornithosuchus Woodwardi E. T. Newton.
Stagonolepis Robertsoni Agassiz.

Findrassie: *Stagonolepis Robertsoni* Agassiz.
Dasygnathus longidens Huxley.

Cuttie's Hillock: *Gordonia Traquairi* E. T. Newton.
„ *Huxleyana* „
„ *Duffiana* „
„ *Juddiana* „
Geikia elginensis „
Elginia mirabilis „

Diese Liste gab Boulenger (l. c. 1904), sie ist hier nur wenig erweitert. Nachdem Huxley gezeigt hatte, daß diese Sandsteine nicht mehr dem Devon angehören, wurden sie alle in die Trias gestellt. Erst 1894 vermutete Taylor, daß auch permische Ablagerungen darin stecken; er sagt in „Natural Science" (a monthly review of scientific progress) Vol. IV. No. 28. 1894. p. 472. London, J. M. Dent and Co.: „Might not *Elginia* and *Gordonia* be permian?" Dies ist alles, was er darüber sagt. Dann wurde 1902 (l. c.) vom Verf., ohne Kenntnis der Taylor'schen Notiz, den Sandsteinen von Cuttie's Hillock nach ihren Fossilien permisches Alter zugesprochen, im Gegensatz zu den drei anderen triassischen Fundorten, 1904 tat Boulenger das gleiche (l. c.). Seitdem steht es fest, daß der *Stagonolepis*-Sandstein von Lossimouth, Spynie und Findrassie triassisch, der *Gordonia*-Sandstein von Cuttie's Hillock permisch ist. 1908 suchte der Verf. nachzuweisen, daß der *Stagonolepis*-Sandstein das Alter der deutschen Lettenkohle hat (l. c.).

Noch ein triassischer Fundort liegt nahe bei Elgin, nur eine Meile nördlich in der Nähe des Weges nach Spynie, das ist der rhätische graue Mergelkalk von Linksfield. Schon 1842 beschreibt

Partick Duff Ganoiden und Wirbel und Zähne von Plesiosauriern und ein „femur or tigh bone of a chelonian reptile“ von dort. Das letztere hat Seeley später (Quart. Journ. geol. Soc. London. **47**. 1891. p. 164 ff.) als Krokodil-Humerus neu beschrieben. Auch schlecht erhaltene Zweischaler finden sich im Kalk von Linksfield. Die Steinbrüche sind längst nicht mehr im Betrieb. Dieser Kalk findet sich nur in einem kleinen der Ebene aufgesetzten Hügelchen; es ist nicht ausgeschlossen, daß dieses ganze Vorkommen eine glazial verschleppte Masse ist.

Literatur:

Agassiz, L.: *Stagonolepsis Robertsoni*. Poissons fossiles. 1844. p. 139. Taf. 31, Fig. 13—14.

Boulenger, G. A.: Some reptilian remains from the Trias of Elgin. Phil. Trans. **196**. 1903. p. 175—189. Taf. 11—15.

— On the characters and affinities of the triassic reptile *Telerpeton elginense*. Proceed. Zool. Soc. London. 1904. I. p. 470—481. Taf. 30—32.

Brickenden, R. T.: Discovery of reptilian foot-tracks and remains in the Old Red or Devonian of Moray. Quart. Journ. geol. Soc. London. **8**. 1852. p. 97—100. Taf. 3.

Brickenden, L.: Skeleton of four-footed reptile. Edinb. New. Phil. Journ. **52**. p. 353.

Burckardt, R.: On *Hyperodapedon Gordoni*. Geol. Mag. 1900. p. 486—492. Taf. 19.

Duff, P.: Sketch of the geology of Moray. Elgin. 1842.

— *Telerpeton elginense*. Edinb. New. Phil. Journ. **52**. 1854. p. 353.

Gordon, G.: The reptiliferons sandstone of Elgin. Transact. geol. Soc. Edinburgh. VI. 1892. p. 241—245. Taf. 10.

Harkness, R.: On the reptiliferous rocks and the footprint-bearing strata of the North-East of Scotland. Quart. Journ. geol. Soc. **20**. 1864. p. 429—443.

Hickling, H. G. A.: British permian footprints. Mem. and Proceed. Manchester Lit. and Phil. Soc. **53**. 1909. p. 1—23. Taf. 1—4.

Huene, F. v.: Übersicht über die Reptilien der Trias. Geol. u. Pal. Abh. VI (X), 1. 1902. p. 1—84.

— Die Dinosaurier der europäischen Trias. (Kap. 5 u. 9.) Geol. und Pal. Abh. Suppl. I. 1907—08.

— Eine Zusammenstellung über die englische Trias und das Alter ihrer Fossilien. Dies. Centralbl. 1908. p. 9—17.

— On the age of the reptile fannas contained in the Magnesian conglomerate at Bristol and in the Elgin sandstone. Geol. Mag. 1908. p. 99—100.

— Ein primitiver Dinosaurier aus der mittleren Trias von Elgin. Geol. u. Pal. Abh. VIII (XII). 6. 1910. p. 317—322. Taf. 43.

— Über einen echten Rhynchocephalen aus der Trias von Elgin, *Brachyrhinodon Taylori*. N. Jahrb. f. Min. etc. 1910. II. p. 29—62.

Huene, F. v.: Beiträge zur Kenntnis und Beurteilung der Parasuchier. Geol. Pal. Abh. X (XIV), 1. 1911. p. 68—121.

— Die Cotylosaurier der Trias. Palaeontographica. **59**. 1912. p. 69—102. Taf. 4—9.

— Der zweite Fund des Rhynchocephalon *Brachyrhinodon* in Elgin. N. Jahrb. f. Min. etc. 1912. I. p. 51—57. Taf. 4—5.

Huxley, T. H.: On *Stagonolepis Robertsoni* Ag. of the Elgin sandstone and foot-marks in sandstone of Cummingstone. Quart. Journ. geol. Soc. London. **15**. 1859. p. 440 ff. Taf. 14.

— On new specimen of *Teleperton elginense*. Quart. Journ. geol. Soc. London. **23**. 1867. p. 72 ff.

— On *Hyperodapedon*. Quart. Journ. geol. Soc. London. **25**. 1869. p. 138 ff.

— *Stagonolepis Robertsoni* and the evolution of the *Crocodilia*. Quart. Journ. geol. Soc. London. **31**. 1875. p. 423 ff. Taf. 19.

— The crocodilian remains found in the Elgin sandstones with remarks on the Johnites of Cummingstone. Mem. geol. Surv. England. Monogr. III. 1877. th. 8—24.

— Further observations on *Hyperodapedon Gordoni*. Quart. Journ. geol. Soc. London. **43**. 1887. p. 675 ff. Taf. 26—27.

Judd, J. W.: The secondary rocks of Scotland. Quart. Journ. geol. Soc. **39**. 1873. p. 97. Taf. 7.

— The relation of the reptiliferous sandstone of Moray to the upper Old Red. Proceed. R. Soc. 1885. No. 25. p. 394 ff.

Mackie, W.: The pebble-band of the Elgin Trias and its wind-worn pebbles. Brit. Assoc. Adv. Sci. Glasgow. 1901. Section C. 1 p.

Mantell, G. A.: On the impression of a skeleton of a reptile from the Old Red sandstone of Spynie near Elgin. Quart. Journ. geol. Soc. **8**. 1852. p. 100 ff.

Moore, C.: The so-called Wealden of Linksfield and the reptiliferous sandstone of Elgin. Quart. Journ. geol. Soc. **16**. 1860. p. 445 (Abs.)

Newton, E. T.: On some new reptiles from the Elgin sandstones. Phil. Trans, **184**. 1893. p. 431.

— Reptiles from the Elgin sandstone, description of two new genera. Phil. Trans. **185**. 1894. p. 573.

Owen, R.: *Leptopleuron lacertinum*. Literary Gazette 1851. p. 900.

Seeley, H. G.: On *Saurodesmus Robertsoni*, a crocodilian reptile from the Rhaetic of Linksfield in Elgin. Quart. Journ. geol. Soc. **67**. 1891. p. 166—169. 1 Taf.

Taylor, W.: Brief in „Natural Science", a monthly review of scientific progress. London, J. M. Dent and Co. Vol. IV. No. 28. 1894. p. 472.

Watson, D. M. S.: The „Trias" of Moray. Geol. Mag. 1909. p. 102—107. Taf. 4.

— Some reptilian remains from the Trias of Lossiemouth. (Abstr.) Proceed. geol. Soc. London. No. 881. 1909. p. 120—121.

Woodward, A. S.: On *Scleromochlus Taylori* from the Trias of Elgin. Quart. Journ. geol. Soc. **63**. 1907. p. 140.

Besprechungen.

Austin F. Rogers: Introduction to the Study of Minerals. Bei Mc Graw-Hill Book Company, New York und London. 1912. XX. 522 Seiten. Mit 589 Textfiguren.

Dieses Buch ist als Leitfaden der Mineralogie für Anfänger bestimmt und zerfällt in acht Teile, ausschließlich der Einleitung und eines Literaturverzeichnisses.

Die erste Abteilung, welche 99 Seiten umfaßt, bespricht die Form der Mineralien. Hier werden zuerst die allgemeinen Eigenschaften, Symmetrieverhältnisse, Formen, Symbole und Klassifikation der Kristalle behandelt. Dann folgt eine knappe Beschreibung der sechs Systeme in der folgenden, etwas ungewöhnlichen Ordnung: 1. rhombisch, 2. monoklin, 3. triklin, 4. tetragonal, 5. hexagonal und 6. kubisch. Diese Abteilung enthält auch Abschnitte über Zwillinge, Kristallaggregate, Struktur, das Wachsen der Kristalle, Habitus, Messung, Projektion und Zeichnen der Kristalle, sowie auch über die Bestimmung der Elemente der Kristallisation.

Der zweite Teil beschreibt nur die wichtigsten makroskopischen physikalischen Eigenschaften der Mineralien und umfaßt 10 Seiten. Obzwar der Verfasser fünf verschiedene Methoden zur Bestimmung des spezifischen Gewichts anführt, ist die beinahe universal angewandte Methode mittels der Jolly'schen Federwage nicht einmal erwähnt.

Im dritten Teile findet man eine kurze Behandlung der verschiedenen optischen Eigenschaften. Diese Abteilung enthält 50 Seiten und zerfällt in nicht weniger als 18 Abschnitte. Die chemischen Eigenschaften werden auf 40 Seiten des vierten Teiles beschrieben. Der fünfte Teil ist der Bestimmung der Mineralien gewidmet und umfaßt 42 Seiten. Dieser Abteilung schließen sich auch sechs Tabellen an, in welchen die 200 im sechsten Teile beschriebenen Mineralien nach Kristallsystem und Habitus, Struktur und Blätterbruch, Farbe, spezifischem Gewicht, optischen Eigenschaften und Lötrohr und chemischen Eigenschaften angeordnet sind. Im sechsten Teil werden die einzelnen Mineralien knapp beschrieben, indem nur das Allerwichtigste über Eigenschaften und Vorkommen angegeben wird. Dieser Teil umfaßt 194 Seiten,

Eine allgemeine Diskussion des Vorkommens, der Begleiter und der Entstehung der Mineralien wird in den 12 Seiten des siebten Teils gegeben. 27 Seiten werden im achten Teil einer Beschreibung der verschiedenen Arten der Verwendung der Mineralien gewidmet. Ein ausführliches Register ist auch zu erwähnen.

Die Ausstattung und Illustrationen, sowie der Druck in bequemem Taschenformat sind ausgezeichnet. **E. H. Kraus.**

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Mineralogisch-chemische Untersuchungen an Olivin- und Melilithkristallen in Hochofenschlacken.

Von **K. Busz** und **F. W. Rüsberg** in Münster i. W.

Eine Anzahl von Schlackenstufen, welche z. T. gut ausgebildete Kristalle der Mineralien der Olivin- und Melilithgruppe tragen, wurden in mineralogisch-chemischer und in optischer Beziehung untersucht.

Das Material stammt z. T. aus der Privatsammlung von Herrn Direktor W. Schilling in Oberhausen, z. T. aus der des Herrn Prof. Dr. Aulich in Duisburg und aus der metallurgischen Sammlung der Duisburger Hüttenschule. Einige Stufen wurden auf den Schlackenhalden der Guten-Hoffnungshütte zu Oberhausen und der Georgs-Marienhütte bei Osnabrück gesammelt.

I. Mineralien der Olivingruppe.

a) Fayalit.

Eine Stufe besteht aus Fayalit, dessen Zusammensetzung der chemischen Analyse zufolge fast der theoretischen Zusammensetzung des reinen Eisenorthosilikates entspricht. Die Kristalle sind einfach ausgebildet und nur begrenzt von ∞P (110), $\infty P\bar{\infty}$ (010) und $2P\bar{\infty}$ (021). Wenige Kristalle zeigen außer diesen Formen noch $\infty P\bar{\infty}$ (100), aber stets schmal entwickelt. Die Messungen ergaben für $(110):(1\bar{1}0) = \infty P:\infty P = 49°\,23{,}7'$; $(021):(0\bar{2}1) = 2P\bar{\infty}:2P\bar{\infty} = 98°\,35{,}2'$.

Die Analyse ergab:

		Molekularverh.
SiO_2	29,59	48,92 = 1
FeO	69,18	96,29 = 2.
MnO	Spur	
Al_2O_3	1,54	
S	Spur.	

Nach Abzug der Tonerde auf 100 umgerechnet:

SiO_2	29,96	29,56 (theoretisch)
FeO	70,14	70,44

Spez. Gew. = 4,28 bei 15° C.

Die Lichtbrechung wurde für die mittlere und kleinste Elastizität bestimmt, und zwar

$$\beta_{Na} = 1{,}877$$
$$\gamma_{Na} = 1{,}886.$$

b) Manganfayalit.

Es wurden zwei Stufen von Fayalit untersucht, welche neben FeO einen bedeutenden MnO-Gehalt aufweisen.

Dem Manganfayalit der ersten Stufe kommt auf Grund der Analyse die Formel $3\,Fe_2SiO_4 \cdot Mn_2SiO_4$ oder $Fe_3MnSi_2O_8$ zu. Die Kristalle zeigen dieselbe Ausbildung wie die des vorher beschriebenen Fayalites, mit fast den gleichen Winkelverhältnissen.

$(110):(1\bar{1}0) = \infty P : \infty P = 49^\circ 21{,}9'$; $(021):(0\bar{2}1) = 2P\bar{\infty} : 2P\bar{\infty} = 98^\circ 37{,}2'$.

Die Analyse ergab (Mittel aus 2 Analysen):

SiO_2	27,79
Al_2O_3	0,39
FeO	51,90
MnO	17,44
CaO	0,88
S	1,45
	99.85.

Berechnet man den Schwefel als isomorphes Gemenge von (Fe, Mn) S, so ergibt sich:

		Molekularverh.	
SiO_2	27,79	46,09	= 1
Al_2O_3	0,39	—	
FeO	49,34	68,53	93,56 = 2
MnO	16,64	23,46	
CaO	0,88	1,57	
(Fe, Mn) S	3,46	—	
	98,50.		

FeO : MnO = 68,53 : 23,46 = ca. 3 : 1.

Spez. Gew. = 4.25 bei 19° C.

Die mikroskopische Untersuchung eines Dünnschliffes der Schlacke zeigt, daß das ausgeschiedene (Fe, Mn) S z. T. in kleinen rundlichen Körnchen, z. T. in der Form von äußerst fein verteiltem Staub durch das ganze Mineral verteilt ist.

Die Lichtbrechung wurde für alle drei Haupt-Schwingungen bestimmt; es ergab sich:

$$\alpha_{Na} = 1{,}805 \quad \gamma - \alpha = 0{,}041$$
$$\beta_{Na} = 1{,}836 \quad \gamma - \beta = 0{,}010$$
$$\gamma_{Na} = 1{,}846 \quad \beta - \alpha = 0{,}031.$$

Die Brechungsquotienten sind hier wie bei dem vorbeschriebenen Fayalit nur auf drei Dezimalen angegeben, da die Ausführung der Bestimmungen wegen der hohen Eigenfarbe der Kristalle sowie wegen der vielen opaken Einlagerungen mit großen Schwierigkeiten verknüpft war. Die Bestimmungen wurden an orientierten Prismen nach der Methode der Minimalablenkung ausgeführt.

Die Kristalle des zweiten beschriebenen Manganfayalites zeigen

außer den Flächen ∞P (110), $\infty P\breve{\infty}$ (010) und $2P\breve{\infty}$ (021) in der Prismenzone noch die Form $\infty\breve{P}2$ (120). Sie enthalten Einlagerungen eines isotropen Minerals, das als Spinell erkannt wurde.

Es war nicht möglich, den Spinell auf irgend eine Weise von der Fayalitsubstanz zu trennen. Beim Behandeln mit konzentrierter HCl auf dem Wasserbade ging die Fayalitsubstanz vollständig in Lösung, aber auch der Spinell wurde bei längerer Einwirkung merklich angegriffen. Der Rückstand an Spinell betrug

5,75 % nach $2\frac{1}{2}$ Stunden
4,48 „ „ 24 „
3,65 „ „ 48 „

Es wurden zwei Analysen ausgeführt, eine durch Aufschließen mit Soda, die zweite durch Lösen mit konzentriertem HCl.

	I.	II.	I. Molekularverh.		II. Molekularverh.	
SiO_2	28,41	28,13	47,11	47,86	46,48	47,10
TiO_2	0,60	0,55	0,75		0,62	
Al_2O_3	3,09	2,42	2,97		2,37	
FeO	51,99	49,65	72,36	99,17	69,10	96,50
MnO	10,19	9,68	14,37		13,65	
CaO	3,29	2,26	5,87		6,38	
MgO	2,65	2,92[1]	6,57		7,37	
	100,22	100,09.				

Aus beiden Analysen läßt sich ein genaues Bild über die Zusammensetzung der Fayalitsubstanz nicht gewinnen, da ja eine vollständige Trennung von dem Spinell nicht durchführbar war. Aus dem Molekularverhältnis $FeO : MnO$

I. . . . . 72,36 : 14,37 = 5,03 : 1
II. . . . 69,10 : 13,65 = 5,06 : 1

ergibt sich, daß der Fayalit in der Hauptsache aus $5\,Fe_2SiO_4 \cdot 1\,Mn_2SiO_4$ besteht. Ob CaO und MgO auch an der Zusammensetzung des Fayalites teilnehmen oder ob sie ganz dem Spinell angehören, läßt sich nicht feststellen.

Die Analyse des Spinells ergab:

		Molekularverh.	
Al_2O_3	16,03	15,68	46,33
Fe_2O_3	50,55	31,65	
CaO	17,56	31,31	68,36
MgO	12,34	30,61	
MnO	4,57	6,44	

Dieser Zusammensetzung würde die Formel $3\,\overset{II}{R}O \cdot 2\,\overset{III}{R}_2O_3$ entsprechen.

[1] + 4,48 % in HCl unlöslicher Rückstand.

Eine Änderung der Winkelverhältnisse der Kristalle hat durch den Eintritt der Base Mn O in die Zusammensetzung des Fayalites nicht stattgefunden. Einen morphotropen Einfluß übt Mn O also, wie es scheint, nicht aus.

Bezüglich der optischen Orientierung gilt für die vorstehend beschriebenen Fayalite

$$a = c,\ c = b,\ b = a.$$

Der Charakter der Doppelbrechung ist negativ. Die Dispersion der optischen Achsen ist in allen Fällen deutlich wahrnehmbar, und zwar ist: $\varrho > v$. Die spitze Bisektrix ist die Achse b.

c) Kalkolivine.

Einige Stufen von Kalkolivinen gestatteten eine genaue kristallographische und chemische Untersuchung.

Die erste der untersuchten Stufen entstammt einem Ofenbruche von der Gute-Hoffnungshütte und wurde aus der Privatsammlung des Herrn Direktor W. Schilling zur Verfügung gestellt. Die bis zu ca. 1 cm großen, an den Kanten durchscheinenden Kristalle sind von lichtölgrüner Farbe. Die auftretenden Formen sind ∞P (110), $\infty P\bar{\infty}$ (010) und $2P\bar{\infty}$ (021). Der Habitus ist durchweg säulenförmig nach der c-Achse. Die Winkelmessungen ergaben: $(110) : (1\bar{1}0) = \infty P : \infty P = 47°\,20{,}2'$; $(021) : (0\bar{2}1) = 2P\bar{\infty} : 2P\bar{\infty} = 98°\,20{,}8'$.

Analyse		(Mittel aus 2 Analysen) Molekularverh.	
SiO_2	33,17	55,01	$= 1$
Fe O	18,97	26,40	$109{,}99 = 2$
Mn O	11,21	15,81	
Ca O	35,11	62,60	
Mg O	2,09	5,18	
	100,55.		

Spez. Gew. = 3,341 bei 8° C[1].

Die Zusammensetzung dieses Olivins wird durch folgende Formel dargestellt:

$$10\,Ca_2SiO_4 \cdot 6\,(Fe,\ Mg)_2SiO_4 \cdot 3\,Mn_2SiO_4.$$

Das Molekularverhältnis von

$$Ca_2SiO_4 : (Fe,\ Mn,\ Mg)_2SiO_4 = 14{,}80 : 12{,}76 = 1{,}16 : 1.$$

Wegen der starken Beteiligung der Basen Fe O und Mn O an der Zusammensetzung dieses Olivins neben Ca O kann er als Eisen-Mangan-Kalkolivin bezeichnet werden.

Die Lichtbrechung wurde für alle drei Hauptschwingungsrichtungen mit Hilfe von orientierten Prismen nach der Methode des Minimums der Ablenkung ermittelt. Als Lichtquelle diente ein Lichtbogen zwischen einer Zink- und einer Messingelektrode. Der

[1] Das spezifische Gewicht wurde mit Methylenjodid bestimmt.

Bogen wurde durch ein geradsichtiges Prisma spektral zerlegt und aus dem Spektrum folgende Linien ausgewählt. Zwei Linien im Blau, entsprechend einer Wellenlänge von 0,4701 μ im Mittel, 2 Linien im Grün, entsprechend einer Wellenlänge von 0,5129 μ im Mittel, eine Linie im Gelb von der Wellenlänge 0,5782 μ und eine Linie im Rot von der Wellenlänge 0,6364 μ.

Wellenlänge	α	β	γ	$\gamma-\alpha$	$\gamma-\beta$	$\beta-\alpha$
Blau . . .	1,6869	1,7162	1,7241	0,0372	0,0079	0,0292
Grün . . .	1,6794	1,7133	1,7191	0,0397	0,0058	0,0339
Gelb . . .	1,6749	1,7054	1,7105	0,0356	0,0051	0,0305
Rot . . .	1,6724	1,7004	1,7061	0,0337	0,0058	0,0280

$$\alpha_{Bl}-\alpha_R = 0{,}01451$$
$$\beta_{bl}-\beta_R = 0{,}01575$$
$$\gamma_{Bl}-\gamma_R = 0{,}01800.$$

Die zweite Stufe von Kalkolivin, auf Grund der chemischen Zusammensetzung als Magnesia-Mangan-Kalkolivin bezeichnet, stellt ein Haufwerk von regellos durcheinandergewachsenen Kristallen dar. Die Kristalle sind begrenzt von ∞P (110), $\infty P\bar{\infty}$ (010) und $2P\bar{\infty}$ (021). Die Ausbildungsweise ist stets stabförmig nach der a-Achse.

$(110):(1\bar{1}0) = \infty P : \infty P = 47°\,4{,}9'$; $(021):(021) = 2P\bar{\infty} : 2P\bar{\infty} = 98°\,7{,}6'$.

Eine Analyse der ganzen Schlackenmasse wurde im Laboratorium der Gute-Hoffnungshütte zu Oberhausen ausgeführt; sie ergab:

SiO_2	34,56
Al_2O_3	4,35
FeO	4,26
MnO	10,78
CaO	33,76
MgO	10,28
P_2O_5	0,21
S	0,41
Na_2O	0,46
	99,07.

Die Analyse der unter der Lupe ausgelesenen reinen Kristallsubstanz ergab (Mittel aus 2 Analysen):

		Molekularverh.	
SiO_2	36,10	59,87	$= 1$
Al_2O_3	Spur		—
FeO	4,89	6,81	
MnO	11,81	16,65	$119{,}38 = 2$
CaO	32,68	58,35	
MgO	15,15	37,57	
	100,68.		

Spez. Gew. = 3,190 bei 22,5° C (mit Methylenjodid bestimmt).

An der Konstitution dieses Olivins beteiligen sich demnach die einzelnen Silikate in der folgenden Weise:

$$7{,}46\,Ca_2SiO_4 \cdot 3{,}93\,Mg_2SiO_4 \cdot 2{,}49\,Mn_2SiO_4\ 1{,}0\,Fe_2SiO_4 \text{ oder}$$
$$3\,Ca_2SiO_4 \cdot 2\,(Mg, Fe)_2SiO_4 \cdot 1\,Mn_2SiO_4 \text{ oder}$$
$$Ca_2SiO_4 \cdot (Mg, Mn, Fe)_2SiO_4.$$

Es liegt also hier ein Magnesia-Mangan-Kalkolivin vor.

Zu bemerken ist noch, daß sich in der ganzen Schlackenmasse neben dem Olivin vereinzelt optisch negativer Melilith in ganz dünnen Tafeln ausgeschieden hat.

Ein seiner chemischen Zusammensetzung nach mit dem obigen identischer Kalkolivin ist dadurch noch besonders von Interesse, als er mit Melilith zusammen sich gebildet hat. Dabei ist die Kristallisation des Olivins vor der des Meliliths erfolgt, da letzterer Einschlüsse des ersteren beherbergt.

Die optische Orientierung der Kalkolivine ist:

$$a = c,\ b = a,\ c = b.$$

Der optische Charakter ist negativ. Dispersion der optischen Achsen ist deutlich wahrnehmbar. $\varrho > v$.

In Übereinstimmung mit den Untersuchungen von J. H. L. Vogt[1] ergibt sich, daß die Base CaO einen vorherrschenden Einfluß auf die Winkelverhältnisse des Olivins ausübt. Als Mittel für die Werte $(110) : (1\bar{1}0)$ und $(021) : (0\bar{2}1)$ erhält man aus allen bisher vorliegenden Untersuchungen $47^0\ 15'$ und $98^0\ 19'$. Man vergleiche damit:

	Forsterit[2]	Olivin[3]	Fayalit[4]	Tephroit[5]
$(110) : (1\bar{1}0)$ . .	$49^0\ 51'$	50^0	$49^0\ 33'$	$49^0\ 24'$
$(021) : (0\bar{2}1)$ . .	99 2	99 6′	98 30	99 47,5

Bezüglich der Konstitution der Kalkolivine ergibt sich, daß wir es mit Doppelsalzen vom Typus $Ca_2SiO_4 + R_2SiO_4$ zu tun haben, wobei R = Fe, Mn, Mg ist. Vielleicht sind die Eisenkalkolivine isomorph mit dem bisher noch unbekannten Ca_2SiO_4.

In Übereinstimmung ferner mit den Ergebnissen von J. H. L. Vogt[6] zeigt sich, daß zur Bildung der Kalkolivine das Schmelzmagma ziemlich genau aus R_2SiO_4, worin R = Ca, Fe, Mn, Mg ist, bestehen muß, daß also das Verhältnis des Sauerstoffs der Basen zu dem der Kieselsäure nahezu = 1 sein muß, da in diesem Falle die Base CaO sich relativ leicht an der Konstitution des Olivins beteiligt.

---

[1] J. H. L. Vogt, Beiträge zur Kenntnis der Gesetze der Mineralbildung in Schmelzmassen und in den neovulkanischen Ergußgesteinen. Kristiania 1902. p. 18, 19 u. 34.

[2] Nach M. Bauer.

[3] Nach v. Kokscharow.

[4] Nach J. H. L. Vogt.

[5] Nach H. J. Sjögren.

[6] J. H. L. Vogt, l. c. p. 23.

Die Ursache für die stabförmige Ausbildung der Kalkolivine nach der a-Achse liegt in dem hohen Kalkgehalt des Schmelzmagmas, sowie in der raschen Abkühlung desselben.

Zwillingsbildung bei den Schlackenolivinen wurde makroskopisch an zwei Stufen, mikroskopisch an einer größeren Anzahl von Stufen beobachtet. Die Zwillingsbildung hat in fast allen Fällen nach $P\breve{\infty}$ (011) oder $2P\breve{\infty}$ (021) stattgefunden. Auf einer Stufe wurde ein Durchkreuzungszwillung beobachtet, bei dem vermutlich $3P\breve{\infty}$ (031) die Zwillingsebene ist.

II. Mineralien der Melilithgruppe.

Die Mineralien der Melilithgruppe kommen in den Hochofenschlacken in großen, wohlausgebildeten Kristallen vor, die aber immer nur eine einfache Ausbildungsweise zeigen. Die Begrenzung wird von den Flächen 0P (001), ∞P (110) und $\infty P\infty$ (100) gebildet, Pyramidenflächen wurden an keiner der untersuchten Stufen gefunden.

Der Habitus der Kristalle ist teils prismatisch oder würfelförmig, teils dünn- oder dicktafelig nach der Basis.

Die Farbe ist sehr verschieden. Auf einigen Stufen sind die Kristalle vollkommen schwarz, bedingt durch massenhafte Einschlüsse eines völlig opaken, durch Schwefeleisen schwarz gefärbten Glases. Andere Stufen, die den bei der Darstellung von Spiegeleisen gefallenen Schlacken entstammen, führen intensiv grün gefärbte Kristalle, und zwar wird die Farbe durch zahlreiche Einschlüsse von Mangansulfid hervorgerufen, das sich in Form von Longuliten oder Globuliten ausgeschieden hat. Die an natürlichen Kristallen öfters beobachtete Pflockstruktur findet sich auch an diesen künstlichen Kristallen.

Hinsichtlich des optischen Verhaltens ist zu bemerken, daß der optische Charakter der Kristalle z. T. positiv, z. T. negativ ist. In Dünnschliffen zeigen erstere nur niedere Interferenzfarben, während bei letzteren lebhaft bunte Interferenzfarben zu beobachten sind. Mehrere Kristalle weisen optische Anomalie auf.

Die Kristalle von zwei Stufen erlaubten kristallographische und chemische Untersuchung.

Stufe 1. In einer dunkel gefärbten Glasmasse treten in Blasenräumen eine große Zahl von ca. 3 mm großen, wasserklaren Kristallen auf, die von $\infty P\infty$ (100), ∞P (110) und 0P (001) begrenzt sind; ihr Habitus ist tafelförmig nach der Basis bis dünnblätterig. Im konvergenten polarisierten Lichte liefern sie ein ziemlich verschwommen aussehendes Interferenzkreuz, das sich beim Drehen des Präparates deutlich in zwei Hyperbeln trennt. Der optische Charakter ist positiv.

Das Lichtbrechungsvermögen wurde nach der Prismenmethode für dieselben Wellenlängen, wie vorhin bei dem Olivin (p. 628) bestimmt. Es ergab sich:

Wellenlänge	ε	ω	$\varepsilon - \omega$
Blau	1,65177	1,64931	0,00246
Grün	1,64836	1,64653	0,00183
Gelb	1,64222	1,63937	0,00285
Rot	1,63889	1,63747	0,00142
Na	1,64174	1,63890	0,00284

$\varepsilon_{Bl} - \varepsilon_R = 0{,}01288$

$\omega_{Bl} - \omega_R = 0{,}01184.$

Eine chemische Analyse wurde sowohl von der reinen Kristallsubstanz (II)[1] wie von der gesamten Schlackenmasse (I)[2] in dem Laboratorium der Gute-Hoffnungshütte in Oberhausen ausgeführt mit folgenden Resultaten:

	I	II	Molekularverh. II	
SiO_2	40,36	39,84	66,07	= 13,25
Al_2O_3	6,69	4,34	4,25	= 1
FeO	2,63	0,12 (Fe_2O_3)	0,75	= 1
MnO	5,11	2,30	3,24	
CaO	36,10	36,03	64,23	= 20,02
MgO	3,90	10,20	25,30	= 20,02
K_2O	4,60[3]	4,37	4,64	= 20,02
Na_2O		2,01	3,24	= 20,02
P_2O_5	0,09	—		
S	0,86	—		
	100,34	99,21.		

Spez. Gew. = 2,957.

Stufe 2. Diese führt ebenfalls z. T. wasserklare Kristalle von derselben Kombination wie die auf Stufe 1, aber mit prismatischem Habitus. Auch bei dieser ist der optische Charakter positiv.

Die optischen Konstanten wurden ebenso wie vorher bestimmt.

Wellenlänge	ε	ω	$\varepsilon - \omega$
Blau	1,65522	1,65123	0,00399
Grün	1,64976	1,64673	0,00303
Gelb	1,64623	1,64123	0,00500
Rot	1,64223	1,63873	0,00343
Na	1,64593	1,64073	0,00500
Tl	1,64926	1,64623	0,00303

$\varepsilon_{Bl} - \varepsilon_R = 0{,}01299$

$\omega_{Bl} - \omega_R = 0{,}01250.$

Durchweg ist also die Lichtbrechung, wie auch besonders die Doppelbrechung stärker als bei den Kristallen der ersten Stufe.

[1] Mit Spuren von SrO.

[2] Mit Spuren von PbO.

[3] Bestimmt als K_2O.

Die chemische Analyse der gesamten Schlackenmasse (I) und der ausgesuchten reinen Kristalle (II, Mittel aus 2 Analysen) ergab folgende Zusammensetzung:

	I	II	Molekularverh. II	
SiO_2	40,52	42,39	70,33	= 65,73
Al_2O_3	3,24	1,09	1,07	= 1
FeO	2,56	1,30	1,81	
MnO	4,56	4,38	6,18	= 100,90
CaO	39,96	39,10	69,71	
MgO	5.57	12,16	30.16	
Na_2O	3,43	—		
S	0,76	—		
P_2O_5	0,10	—		
PbO	Spur	—		
	100,70	100,42.		

Nach der Auffassung von J. H. L. Vogt[1] sind die Glieder der Melilithgruppe Mischungen des tonerdefreien Akermanit-Silikates $Ca_4Si_3O_{10} = 4\,CaO \cdot 3\,SiO_2$ und des tonerdereichen Gehlenit-Silikates $3\overset{II}{R}O \cdot \overset{III}{R}_2O_3 \cdot 2\,SiO_2$.

Bringt man nun in den oben angeführten Analysen die der Gehlenitsubstanz entsprechenden Mengen von SiO_2, Al_2O_3, CaO und MgO in Abzug, so müßte nach der Vogt'schen Auffassung ein dem Akermanit entsprechendes Silikat übrig bleiben, in welchem das Verhältnis $\overset{II}{R}O : SiO_2 = 4 : 3$ wäre.

In beiden Fällen erhalten wir aber ein Silikat von der Zusammensetzung $3\overset{II}{R}O \cdot 2\,SiO_2$.

Ebenso ergibt sich aus zwei Analysen, die von Fouqué[2] und Bodländer[3] an reiner Melilithsubstanz ausgeführt sind, nach Abzug der Gehlenitsubstanz in dem übrigbleibenden Silikat das Verhältnis:

$$CaO : SiO_2 = 1{,}53 : 1.$$

Man darf also annehmen, daß, wenn man die Mineralien der Melilithgruppe als Mischungen zweier Grundverbindungen auffaßt, deren eine dem Gehlenit entspricht, die andere ein tonerdefreies Silikat von dem Typus $3\overset{II}{R}O \cdot 2\,SiO_2 = \overset{II}{R}_3Si_2O_7$ sein muß, das sich also von der Diorthokieselsäure $H_6Si_2O_7$ ableitet, deren Bleisalz, der Barysilit, in der Natur vorkommt, $Pb_3Si_2O_7$.

Will man aber die Vogt'sche Theorie wenigstens in bezug auf die optisch positiven künstlichen Melilithe als zutreffend bei-

[1] J. H. L. Vogt, l. c. p. 97 ff.
[2] Zeitschr. f. Krist. **14**. p. 283 (Ref.)
[3] N. Jahrb. f. Min. etc. 1892. I. p. 53 und 1893. I. p. 15.

behalten[1], so muß man annehmen, daß neben der Verbindung $Ca_3 Si_2 O_7$ gelegentlich auch Åkermanit auftritt.

Man kann aber auch die Zusammensetzung so erklären, daß man drei Grundverbindungen annimmt, nämlich das Gehlenitmolekül $3\,\overset{II}{R}O \cdot \overset{III}{R}_2O_3 \cdot 2\,SiO_2$ mit Ca_2SiO_4 und $CaSiO_3$, in dem $Ca_3Si_2O_7$ als aus den beiden letzteren bestehend gedacht ist. Diese Erklärung stände im Einklang mit der Ansicht von C. Hlawatsch[2], nach welcher an der Zusammensetzung der Glieder der Melilithgruppe mehr als zwei Grundverbindungen beteiligt sein müssen, um die optischen Eigenschaften derselben erklären zu können.

Münster i. W., Mai 1913.

Ueber chemische Veränderungen in mechanisch deformierten Gesteinen.

Von **Helge Backlund.**

(Schluß.)

In Querschnitten sind der ebenkörnige Gneis und der Bändergneis (sub 1) einander sehr ähnlich. Die großen Mikroklinmikroperthitfelder mit Quarzdiablasten sind nicht so in die Augen springend. Von kleinen Parallelverwerfungen werden sie in subparallele, stark undulöse Individuen zerschnitten; die oben beschriebene Mikrobreccie folgt auch hier den Rissen und Umrissen. Der kleinkörnige, stark undulöse Quarz ist in lange Linsen ausgezogen; in dem ebenkörnigen Gneis sind größere, ebenfalls stark undulöse Felder erhalten, wie auch der durch Spuren von Umwandlungsprodukten kenntliche Plagioklas (hier ebenfalls Oligoklas: $\alpha' > n$, $\gamma' > n$, Auslöschung $\perp \alpha \ldots + 8^0 = 25\,\%$ An) hier in größeren Individuen auftritt, während er im Bändergneis in Körneraggregate ohne gemeinsame Orientierung zerfällt. In dem ebenkörnigen Gneis ist ebenfalls die Hornblende, oft in paralleler Verwachsung mit Biotit und mit Einschlüssen von Magnetit, besser erhalten, und die sie begleitenden akzessorischen Minerale zeigen gut erhaltene Kristallformen, während im Bändergneis die farbigen Komponenten in der oben beim Augengneis beschriebenen Art lange breccienartige Strähnen bilden. Kleine Calcitflecken lassen sich hier im ebenkörnigen Gneis feststellen.

Der Fleckengneis (2) zeigt makroskopisch keine deutliche Paralleltextur. Die roten Flecken zeigen u. d. M. die aus einzelnen

[1] Für die optisch negativen, natürlichen Melilithe ist von Bodländer (N. Jahrb. f. Min. etc. 1892. I. p. 53 sqq. und 1893. I. p. 15 sqq.) und von Zambonini (Zeitschr. f. Krist. **41**. p. 227) nachgewiesen, daß eine Mischung von Gehlenit und Åkermanit nicht in Frage kommen kann.

[2] Min. u. petr. Mitt. **23**. 1904. p. 415—450.

Fragmenten zusammengesetzten Felder des Mikroklinmikroperthits, stark undulös und durch eine Mikroklinmikrobreccie verkittet. Die auch makroskopisch sichtbaren farblosen und weißen Flecke von kleinen Dimensionen erweisen sich als Oligoklas, meist aus einem oft kreisrunden Individuum mit scharfem (größere Individuen) oder etwas verschwommenen (die kleinen Körner) Rand bestehend; nicht selten ist noch die Albitstreifung deutlich sichtbar. Auch die Hornblende bildet mikroskopisch kleine, runde oder gestreckte Körner; die optischen Eigenschaften sind etwas abweichend: $c : \gamma = 18^0$, der Pleochroismus zeigt für γ einen bläulichen Ton, der Achsenwinkel ist ebenfalls nicht groß. Die Hornblende ist mit Magnetitstaub gepudert und die größeren Durchmesser der länglichen Körner sind untereinander parallel, wodurch die Paralleltextur angedeutet wird. Auch die Verteilung der Zirkonkörner ist orientiert, während der Apatit in Körnergruppen vereint ist. Kleine Spalten im Gestein sind ab und zu mit (sekundärem?) wasserklarem Kalifeldspat ausgefüllt, die meisten aber zeigen eine Ausfüllung von Calcit. Es wurde nicht genügend hervorgehoben, daß dieses Gestein makroskopisch einem Porphyr (Porphyroid) mit unregelmäßig geformten Einsprenglingen und dichter schwarzer Grundmasse äußerst ähnlich ist. Das Auffallendste in diesem Gestein ist eben die Grundmasse. Sie ist bräunlich, zeigt Aggregatpolarisation, von äußerst feinem Korn. Die Paralleltextur wird durch staubförmige Magnetit-Ilmenitschnüre angedeutet und durch orientierte (parallel und senkrecht zu diesen Schnüren, mit positivem Charakter in paralleler Richtung) Auslöschung und Absorption (zwischen gelb und kaffeebraun) verschärft; die hohen Interferenzfarben sowie die Orientierung der Elastizität und der Absorption lassen in dieser Masse feinste Biotitblättchen vermuten, wahrscheinlich vermischt mit feinstem Quarz und Feldspat. Die orientierte Auslöschung und Absorption ist deutlich nur in der Nähe der Reliktfeldspäte zu beobachten, weiter ab zeigt sich die Grundmasse unregelmäßig aggregiert. Die Farbe der zu Pulver verriebenen Grundmasse ist weiß und sie ist in Säuren unlöslich.

Der Flammen- und Wellengneis (sub 3) wurde makroskopisch definiert. Mikroskopisch läßt sich keine wohldefinierte Paralleltextur unterscheiden. Ein bedeutender und scharfer Gegensatz zwischen Grundmasse und Reliktfeldspäte ist hier nicht zu beobachten: die Mikroklinflammen und -wellen sind feinkörniger mit wenigen erhaltenen Feldern, die Grundmasse, mit deutlicher Hornfelsstruktur der vereinzelten Oligoklasreste, ist grobkörniger als im vorigen Gestein, und die Streifen der farbigen Komponenten lassen sich noch deutlich unterscheiden. Doch sind in der Grundmasse in Form von Linsen sehr feinkörnige Partien zu bemerken, ähnlich der an dem Fleckengneis beschriebenen Grundmasse; es

lassen sich aber bei starker Vergrößerung die einzelnen Biotitblättchen mit Feldspat- und Quarzzement gerade noch unterscheiden, und in diesen Partien schwimmen Bruchstücke von Feldspat. Auch in diesen Partien läßt sich eine parallele Orientierung der einzelnen Biotitblättchen feststellen.

Der Streifengneis (sub 4) und der Zylindergneis (sub 5) unterscheiden sich in ihrem mikroskopischen Bild wenig voneinander. Die Grundmasse, mit der am Fleckengneis beschriebenen identisch, zeigt durchweg eine orientierte Auslöschung und Absorption parallel und senkrecht zu den Mikroklinstreifen. Die Mikroklinstreifen des ersten Gesteins sind feingranuliert, im zweiten kann man öfter Reliktfelder mit Gitterstruktur und perthitischen Einschlüssen beobachten. Die kreisförmigen Durchschnitte des wasserhellen Oligoklases stauchen die Grundmasse an den beiden entgegengesetzten Enden des Durchmessers (in dieser Richtung sind sie öfters körnig geschwänzt) und lassen sie sodann in geschwungener Linie schalenförmig über sich hinübergleiten. Ähnlich verhalten sich die kleinen dunkelgrünen Hornblendekörner von kreisförmigem oder ovalem Durchschnitt. Die Gesteine ähneln im Dünnschliff überaus einem Sediment, jedoch 1. die unregelmäßige Verteilung der Reliktminerale in ganz verschiedenen Horizonten und 2. das absolute Fehlen von Quarz unter ihnen macht eine solche Deutung unmöglich. Auch gegen die Fluidaltextur eines Effusivgesteins sprechen eben die Reliktminerale und ihre Strukturformen.

Der Brecciengneis (sub 6) zeigt ein mikroskopisches Bild, das mit dem der Grundmasse des Flammengneises genau übereinstimmt; und die hornfelsähnlichen Massen (sub 7) gleichen ihrer Mikrostruktur nach überaus der Grundmasse des Zylinder- und Streifengneises, mit dem Unterschied, daß in ihnen nicht immer die Mikroparalleltextur durch den ganzen Schliff geht, sondern manchmal auch nur zonenweise verteilt ist.

Zur mikroskopischen Untersuchung des grauen Gneises wurde ein größerer Einschluß im Augengneis gewählt, um den graduellen Übergang zu den dichten, grauen, gestreiften Gesteinen der Mylonitzone zu demonstrieren. Sein makroskopisches Aussehen wurde auf p. 598 berührt. U. d. M. springt die stark ausgesprochene Trümmerstruktur in die Augen, alle farblosen Komponenten sind stark undulös und mit Mikrobrecciensand versehen. Die relativ gut erhaltenen großen Plagioklasfelder gehören den optischen Eigenschaften nach ($\alpha' > n$, $\gamma' > n$; optisch negativ; Auslöschung in Schnitten: $\perp$ **M** und **P** (a) .... $+ 10^0 = 27\,\%$ An, ... $+ 11^0 = 28\,\%$ An) dem Oligoklas an. Deutliche Albitlamellen durchziehen die Felder, eine schwache Umwandlung in farblosen Glimmer mit Flecken von Kaolin folgt hauptsächlich der Richtung **P**. Einschlüsse von Mikroklin, wohl Reste einer (anti-) perthitischen Durchwachsung, bilden längliche und kreuzförmige Flecken, haupt-

sächlich wohl nach P, M und x orientiert. Die geschwungenen Konturen des Oligoklases sind von einer Mikrobreccie begleitet, und der Wechsel des Korns dieser Breccie in Zonen ist allgemein. Manchmal sind die kleineren Körner des Oligoklases vollständig in parallele Glimmeraggregate umgewandelt. Der Mikroklinmikroperthit (die perthitischen Durchwachsungen sind meist unregelmäßig) steht an Menge dem Oligoklas bedeutend nach, ist frischer als dieser (Umwandlung nur längs den Mikroperthitstreifen) und bildet ebenfalls größere Felder. Die Gitterstruktur ist wegen der starken mechanischen Deformation und undulösen Auslöschung nicht immer gut sichtbar. Die Randbreccie ist gut entwickelt, ebenso wie an den großen Quarzkörnern, die in Subindividuen geteilt nesterförmige Partien einnehmen. Die dunkle Hornblende ($c : \gamma = 13-14^0$; mittlerer negativer Achsenwinkel; Pleochroismus: α — strohgelb $< \beta$ — grünbraun $\geqq \gamma$ — olivgrün bis bläulichgrün) bildet teils größere Felder mit orientierten Biotiteinschlüssen, teils isometrische und längliche xenomorphe Körner, die von dunklen Biotitblättchen und -linsen begleitet und mit Feldspat- und Quarzkörnern gemischt sind; die Entstehung der zweiten Form durch Auswalzung der ersten ist deutlich. Der Biotit ist fast immer von Magnetit begleitet, und Apatit (manchmal im Magnetit eingeschlossen) in Körnern sowie Zirkonsäulchen gesellen sich den dunklen Mineralen zu. Ein Teil der Feldspäte und des Quarzes ist vollständig in Linsen von mikrobrecciöser oder hornfelsartiger Struktur verdrückt worden (besonders in Querschnitten sichtbar); daß dabei die Zusammensetzung des Oligoklases keinerlei chemischen Veränderung unterworfen worden, wird durch seine optische Orientierung bewiesen (Schnitt $\perp \alpha$ .... $+ 6{,}5^0 = 24\,\%$ An). Ab und zu ist das Gestein von älteren Rissen durchlaufen: diese sind dann von einer dunklen Masse ausgefüllt, die in mikroskopischer Beziehung vollständige Übereinstimmung mit den (auch u. d. M.) dichten Partien des Flammengneises zeigt (vergl. p. 635).

Der hellgraue bis grünliche Mylonit (vergl. p. 599) zeigt u. d. M. eine fast ununterbrochene Mikrobreccienstruktur. Stellenweise lassen sich Linsen mit vorwiegend feinkörnigen, isometrischen Oligoklasbruchstücken in Hornfelsstruktur unterscheiden, in anderen Linsen scheint der Mikroklin, d. h. seine Mikrobreccie, vorzuherrschen; auch Quarzmikrobreccie läßt sich noch unterscheiden, und die einzelnen Körnchen sind stark ineinander verzahnt. Die dunkleren Streifen haben eine Struktur, wie sie in der Grundmasse des Flammengneises beschrieben wurde. Auch sind hier einige Reste der farbigen Gemengteile (Biotit, seltener Hornblende, Magnetit in feinem Pulver sehr spärlich) erhalten. Die Akzessorien in Spuren (Apatit, Zirkon konnte nicht entdeckt werden) sind dieselben, regellos verstreut. Das Gestein, obgleich ein typischer Mylonit, ist bedeutend grobkörniger als die schwarzen, hornfels-

ähnlichen Massen, und ab und zu läßt sich sogar ein größeres gerundetes Oligoklaskorn sehen. Die unregelmäßige Paralleltextur wird durch die geschweiften und gebogenen dunklen Partien von dichter Struktur markiert.

Auf meine Bitte wurden von dieser Gesteinsserie in dem Laboratorium von Prof. Dr. M. Dittrich-Heidelberg vier Analysen ausgeführt, und zwar

I. von dem ebenkörnigen roten Gneis [1] (vergl. p. 594 und 634);

II. von dem Fleckengneis (vergl. p. 597 und 634), wobei Sorge getragen wurde, daß in dem für die Analyse vorbereiteten Material die roten Flecken und die schwarze Grundmasse in gleichem Verhältnis, wie sie im Gestein vorkommen, vertreten seien;

III. von dem grauen Gneis (vergl. p. 598 und 636) und dem mutmaßlich aus ihm hervorgegangenen

IV. hellgrauen, gestreiften Mylonit (vergl. p. 599 und 637).

Die erhaltenen Zahlen sind in folgenden Tabellen zusammengestellt:

Tabelle 1.

	I.	II.	Ia.	IIa.
SiO_2	72,93	65,99	79,19	63,59
TiO_2	0,54	0,66	0,00	Sp.
Al_2O_3	12,67	15,56	9,88	18,63
Fe_2O_3	0,00	0,64	0,21	0,56
FeO	2,08	3,30	0,63	1,62
MnO	0,03	0,07	—	—
MgO	0,62	1,77	0,55	4,98
CaO	1,91	3,75	0,00	2,14
Na_2O	3,19	3,11	0,66	1,78
K_2O	4,55	4,11	7,68	2,07
$H_2O < 110°$	0,11	0,08	0,03	0,14
$H_2O > 110°$	0,50	0,69	0,54	4,24
CO_2	0,38	0,74	0,64	0,65
P_2O_5	0,11	0,06	—	—
ZrO_2	0,06	0,06	—	—
BaO	0,12	0,06	—	—
	99,80	100,41	100,01	100,40

Die Analysenzahlen für den ebenkörnigen Gneis lassen sich ohne weiteres auf einen normalen Granitit, z. B. den Biotithornblendegranit von Mariposa, California [2] übertragen, und ein solcher Granit steht dem Typus Hauzenberg Osann's am nächsten.

Auch die Analysenzahlen des porphyroidähnlichen Fleckengneises stimmen nahe mit denen eines basischen Granitits, z. B. des

[1] Dieses Gestein, und nicht das Hauptgestein, wurde gewählt, weil für eine Analyse des Augengneises größere Mengen von Gestein hätten gepulvert werden müssen, um eine mittlere Zusammensetzung zu erhalten.

[2] F. Turner, U. S. Geological Survey. 14, ann. rep. 1892.

Granitits von Silver Wreath Mine, Montana[1], oder des porphyrartigen Granits von Mariposa, California[2], überein; er steht aber dem Typus Katzenfels Osann's am nächsten.

Vergleicht man die Analysenzahlen der beiden Gesteine miteinander und behält dabei im Auge, daß durch mikroskopische und feldgeologische Beobachtungen die unmittelbare Entstehung des einen aus dem andern erwiesen wurde, so muß die bedeutende chemische Veränderung auffallen. Stellt man aber diesen Zahlen die Analysen Quensel's (l. c.) eines Felsitporphyrs von Bahía Rodríguez, Patagonia (Ia) und eines aus ihm hervorgegangenen (durch Druckmetamorphose) Porphyroids von demselben Fundort (IIa) zur Seite, so kann man sich überzeugen, daß die chemische Veränderung in beiden Fällen, in den Gesteinen vom Cerro Negro nicht so stark, in derselben Richtung vor sich gegangen: ein Anwachsen der Zahlen für Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO: eine Verminderung des Kieselsäuregehalts. Nur in betreff der Alkalien verhalten sich die Gesteine verschieden: in dem Gestein vom Cerro Negro bleibt der Alkaligehalt nahezu konstant, eine merkbare Verminderung ist nur im Gehalt von K_2O eingetreten; im Gestein von Bahía Rodríguez sehen wir ein deutliches Anschwellen von Na_2O, dem ein rapider Abfall von K_2O gegenübersteht. Insofern wäre dieses sowie das Anwachsen des hydratisierten Wassers für eine Deutung im Sinne von hydrothermaler Einwirkung günstig; jedoch die Veränderung der Zahlen die anderen Oxydgruppen betreffend macht diese Deutung schwierig. In dem Gestein vom Cerro Negro ist die Deformation und die parallel verlaufende chemische Veränderung von keinerlei merkbarer Hydratisierung begleitet, und doch ist die Veränderung in beiden Fällen durchaus analog.

Tabelle 2.

	III.	IV.	III a.	IV a.
SiO_2	56,32	68,24	47,1	81,9
TiO_2	0,83	0,01	0,4	Sp.
Al_2O_3	19,69	16,08	18,1	9,2
Fe_2O_3	0,46	0,81	3,0	0,6
FeO	4,63	2,20	8,5	1,6
MnO	0,09	0,05	0,1	0,0
MgO	1,78	0,40	7,3	0,5
CaO	5,57	3,42	6,6	0,9
Na_2O	3,44	3,34	2,4	1,6
K_2O	4,60	3,99	2,8	2,1
$H_2O < 110°$	0,13	0,08	3,6[3]	1,1[1]
$H_2O > 110°$	1,60	0,83		
CO_2	0,54	0,59	—	—
P_2O_5	0,20	0,03	—	—
ZrO_2	0,08	0,12	—	—
BaO	0,42	0,15	—	—
	100,38	100,34	99,9	99,5

[1] W. Lindgren, U. S. Geological Survey. 18. ann. rep. III. 1896—97. — [2] F. Turner, l. c. — [3] Glühverlust.

In Tabelle 2 sind die Analysenzahlen für den grauen Gneis (III) und sein mylonitisches Derivat (IV) zusammengestellt. Das erste Gestein entspricht mehr oder weniger einem Diorit, und die Analyse des Diorits von Mt. Ascutney, Vermont[1] zeigt ähnliche Zahlen. Der Diorit Typus Szaska von Osann zeigt bedeutend höhere Zahl für s, ebenso der Granodiorit Typus Dypvik (s = 65,55 resp. 71,5 und 72,0).

Die Analyse des grauen Mylonits (IV) zeigt einige Ähnlichkeit mit der des Granodiorits von Silver Lake Hotel, Eldorado Co., California[2], und steht dem Granodiorit Typus Electric Peak von Osann wohl am nächsten; die Zahlen für a (= 10,1 resp. 9,5), c (5,1 resp. 6,5) und f (4,8 resp. 4,0) zeigen doch beträchtliche Differenzen.

Unter augenscheinlich gleichen physikalischen Bedingungen hat in diesem Falle eine fast entgegengesetzte chemische Veränderung in dem Gestein bei seiner mechanischen Deformation stattgefunden. Es kann ein Anwachsen der Zahlen für SiO_2, eine Verminderung der Zahlen für Al_2O_3, Fe (Mn) O, Mg O, Ca O, (TiO_2) konstatiert werden. In beiden Fällen gleich verhält sich Fe_2O_3 (und P_2O_5, Ba O): sein Gehalt wächst (während P_2O_5, Ba O abnehmen[3]). Der Gehalt an Alkalien verbleibt auch hier annähernd konstant, eine kleine Verminderung des K_2O-Gehalts läßt sich aber nicht leugnen.

Ein analoges Beispiel findet sich bei Callaway[4], der gabbroide und dioritische Gesteine sowie ihre stark schiefrigen Derivate beschrieb. Zwei von seinen Analysen finden sich unter IIIa und IVa. Das gegenseitige Verhalten der entsprechenden Gesteine im Felde scheint nicht genau aufgeklärt zu sein.

Von einer hydrothermalen Einwirkung kann wohl in keinem der Fälle vom Cerro Negro gesprochen werden. Ein Fehlen jeder Hydratisierung ist auch hier, wie in dem dunklen Mylonit, zu konstatieren: der Wassergehalt nimmt sogar ab. Gegen Hydrothermalwirkung spricht ebenfalls der in beiden Fällen konstant verbliebene Alkaligehalt. Gegen eine partielle Aufschmelzung und Bildung eines Mischgesteins (Migmatits) sprechen der mikroskopische Befund und die Beobachtungen im Felde. Und doch läßt sich eine Wechselbeziehung der beiden Mylonite nicht leugnen.

[1] F. W. Clarke, U. S. Geol. Survey. Bull. No. 168. p. 25.

[2] W. Lindgren, Am. Journ. of Science. Ser. IV. p. 3.

[3] The origin of the eristalline schists of the Malvern Hills; Quart. Journ. Geol. Soc. **49**. (1893.) p. 398.

[4] Überhaupt muß der hohe Ba O-Gehalt der Gesteine hervorgehoben werden; er ist vielleicht ein Merkmal der petrographischen Provinz. Wegen der optischen Deformierung der Feldspäte konnten keine besonderen Abweichungen in optischer Orientierung beobachtet werden.

Tabelle 3.

	II	IV	V
SiO_2	65,99	68,24	64,63
TiO_2	0,66	0,01	0,68
Al_2O_3	15,56	16,08	16,18
Fe_2O_3	0,64	0,81	0,23
FeO	3,30	2,20	3,36
MnO	0,07	0,05	0,06
MgO	1,77	0,40	1,20
CaO	3,75	3,42	3,74
Na_2O	3,11	3,34	3,32
K_2O	4,11	3,99	4,57
$H_2O < 110°$	0,08	0,08	0,12
$H_2O > 110°$	0,69	0,83	1,05
CO_2	0,74	0,59	0,46
P_2O_5	0,06	0,03	0,15
ZrO_2	0,06	0,12	0,07
BaO	0,06	0,15	0,27
	100,41	100,34	100,09

In Tabelle 3 sind nochmals die Analysen der beiden Mylonite nebeneinandergestellt. In den Hauptzahlen zeigen sie eine auffallende Übereinstimmung. Und wenn man noch weiter das Mittel aus den beiden Analysen der entsprechenden Muttergesteine daneben stellt (V), so ist die Übereinstimmung der Zahlen noch auffallender; besonders nah stehen diese Zahlen den Analysenzahlen des dunklen Mylonites. Ob diese Übereinstimmung nur zufällig ist, bleibt einstweilen, bis weitere Belege gefunden werden, dahingestellt. Doch ist es vielleicht nicht verfrüht, einige Vermutungen aufzustellen.

Von einem einfachen Austausch der Basen der Muttergesteine kann nicht ohne weiteres die Rede sein; denn nur der graue Mylonit wurde im Felde vollständig vom roten Gneis resp. seinen mylonitischen Derivaten eingeschlossen vorgefunden. Der dunkle Mylonit findet sich dagegen allseitig von rotem Hauptgestein, seinem Muttergestein, eingeschlossen. Vielleicht kann dagegen von einem chemischen Gleichgewicht gesprochen werden, das sich entsprechend den physikalischen (Druck- und Temperatur-) Bedingungen teilweise eingestellt hat, und daß dieses Gleichgewicht für die Mylonite erreichbar war dank ihrer vollständigen mechanischen Zertrümmerung, daß sie also den unter hohem Druck (und erhöhter Temperatur?) zirkulierenden Lösungen zugänglich gemacht worden waren. Jedenfalls fehlen die nötigen Belege, um feststellen zu können, ob ein solches Gleichgewicht wirklich existiert und erreichbar ist, ob dieses Gleichgewicht einer konstanten chemischen Zusammensetzung entspricht, oder, wie eher zu erwarten ist, mit den Bedingungen des Druckes und der Temperatur, die chemische

Zusammensetzung der beteiligten Gesteine in der Gleichgewichtslage wechselt, also das Gleichgewicht verschiebbar ist.

Jedenfalls geht aus der Untersuchung hervor, daß man bei der Beurteilung der Zugehörigkeit, der Herkunft und der Natur von zweifelhaften und schwer zu deutenden Gesteinen eines alten, stark gestörten Grundgebirges mit äußerster Vorsicht vorgehen muß und daß die chemische Analyse nicht immer Aufschluß im gewünschten Sinne gibt. Daß bei mechanischen Deformationen, begleitet von durchgreifender Metamorphose (mit Mineralneubildung), gewisse chemische Veränderungen vor sich gehen dürften, darauf hat schon Holmquist[1] hingewiesen. Daß bei der Dynamometamorphose dabei die Alkalien (K_2O) besonders empfindlich sind, wurde an anderer Stelle ausführlich dargelegt[2]. Wenn aber über mechanisch deformierte und zugleich, wie oben geschildert wurde, chemisch veränderte Gesteine eine allgemeine und durchgreifende Metamorphose hinwegschreitet, so dürfte wohl auch der letzte Rettungsanker der Geologen und Petrographen, nämlich die Untersuchung im Felde, den festen Grund verlieren, wenn nicht vorher die gesetzmäßigen, beide Vorgänge begleitenden Beziehungen aufgedeckt werden.

Buenos Aires, im Mai 1913.

Notiz über kristalline Schiefer in Spanien.

Von **J. Koenigsberger** in Freiburg i. B.

Die kristallinen Schiefer Spaniens sind im südlichen Teil des Landes wesentlich von dem verschieden, was wir an kristallinen Schiefern in Mittel- und Nordeuropa zu sehen gewohnt sind.

Auf der geologischen Karte von Spanien (Mapa geologico de Espana 1 : 400 000) sind vielfach Schiefer als kristalline bezeichnet, die sich von den cambrischen Schiefern kaum unterscheiden, und wie diese höchstens den Beginn der Ausbildung zu Phylliten zeigen.

So besteht die Hauptmasse der Sierra Nevada von den Alpujarras-Tälern im Süden aufwärts aus Schiefern, die den ebendort als Cambrium kartierten durchaus gleichen. Auch die Einlagerungen von Grünstein, die man in ihnen findet, dürften kaum für ein höheres Alter sprechen. Die ganz schwache beginnende Phyllit- und Knotenbildung dürfte hier mit den gebirgsbildenden Vorgängen zusammen-

---

[1] Vergl. z. B.: Die Hochgebirgsbildungen am Torneträsk in Lappland. XI. Congrès géologique international. Stockholm 1910. Guide des excursions. No. 6.

[2] Vergl. H. Backlund, Les roches de l'Oural arctique et leurs rélations. I. Mém. Acad. Sciences St.-Petersbourg. Classe physico-mathématique. T. 28. No. 13 (1912).

hängen. Für letzteres spricht auch das Vorkommen von Kluftmineralien des alpinen Typus (Quarz, Adular) in dem Grünstein, der als metamorpher abgeklemmter Diabas aufgefaßt werden kann. Die Klüfte stehen senkrecht zur Schieferung, zeigen Quarzband und sind bisweilen ziemlich groß. Daß die scheinbar einfache Tektonik (flache Antiklinale) der Sierra Nevada in Wirklichkeit recht verwickelt ist, haben schon Ch. Barrois[1] und A. Offret erwähnt. Es müssen starke horizontale Überschiebungen vorliegen. Das zeigt sich auch an der durch die Straße zwischen Lanjaron und Orgiva aufgeschlossenen Grenzfläche zwischen Triaskalken und sogenanntem Cambrium (graue und weiße phyllitische Schiefer). Eine merkliche Diskordanz zwischen beiden Formationen ist hier vorhanden; man sieht aber auch deutlich, daß diese Grenze, die auf viele Kilometer in nahezu gleicher Höhe verläuft, nicht primär ist.

Dafür sprechen nämlich die vielen eingeklemmten Fetzen von „cambrischen" Schiefern seltener von quarzitischer Breccie. Die Trias ist dort außerdem noch durch thermale Lösung an manchen Orten marmorisiert und enthält Erzgänge (vergl. auch die heiße Quelle von Lanjaron). Die echten kristallinen Schiefer, Granat-Glimmerschiefer, die auch Andalusit, Turmalin usw. enthalten, sind nur in der Gipfelregion der Sierra Nevada aufgeschlossen; sie streichen nach Osten und Westen aus. Ihr Zusammenhang mit den obenerwähnten cambrischen Schiefern, welche die Hauptmasse bilden, ist unklar. Seltener findet man am Südabhang der Sierra, so z. B. bei Caratauñas, eingeschlossen in die gewöhnlichen Schiefer und offenbar unregelmäßig abgeklemmt Linsen von Sericitschiefern, Glimmerschiefern, Granat-Glimmerschiefern usw.

Ich habe dann bei Alora (Linie Malaga—Bobadilla) die auf der Karte angegebenen kristallinen Schiefer gesucht; sie sind aber im wesentlichen Phyllite. Als Geröll findet man Gesteine, die Glimmerschiefern gleichen. Sie müssen an anderer Stelle anstehen, als die Karte sie angibt. Doch findet man bisweilen hier in den gewöhnlichen Schiefern Linsen von Glimmerschiefern eingeschlossen, und es mag sein, daß diese bei der Kartierung gemeint sind.

Wir müssen hier noch kurz die Schiefer des Rio Tintogebietes besprechen, die vielfach[2] als schwach regionalmetamorph oder dynamometamorph bezeichnet werden. In der Nähe der Erzlager, an der Oberfläche dieser, sind die Schiefer durch die Lösungen, welche die Umwandlung der Sulfide in den „eisernen Hut" bewirkten, gehärtet und gebleicht (Ausscheidung von Quarz), oder die Schiefer sind in ein talkiges Material verwandelt.

[1] Ch. Barrois und A. Offret. C. R. Acad. franc. **100**. p. 1060. 1885 und Mission d'Andalouise. Paris 1889. p. 79.

[2] Vergl. z. B. Beyschlag, Krusch, Vogt, Lagerstätten etc. Stuttgart. 1910. p. 314. Dort ist die Literatur, auf deren Angaben sich die Autoren stützen, zitiert.

Die als Silur und Culm bezeichneten Schiefer sind dort z. T. dunkelgrau, z. T. rötlich, ziemlich feinblätterig; sie gleichen Tonschiefern des Devon von Mitteleuropa; sie zeigen Spuren beginnender Phyllitisierung wie meist in Mitteleuropa (vom osteuropäischen Schild abgesehen), sind aber noch normale Schiefer[1].

In der Gegend von Belmez, dem Kohlendistrikt Spaniens, wären nach der Karte Aufschlüsse über das Verhalten der kristallinen Schiefer zum Cambrium und Silur, sowie zum Carbon zu erwarten gewesen. Ich wollte insbesondere die Frage studieren, ob wie in Schweden zwischen kristallinen Schiefern als Basis und Cambrium als Hangendem eine Diskordanz und eine Konglomeratschicht vorhanden ist, oder ob wie in Mitteleuropa, z. B. Fichtelgebirge, ein allmählicher Übergang von Devon nach den kristallinen Schiefern hin ohne Diskordanz oder Konglomerat-Zwischenlage vorliegt. — In letzterem Falle kann zuweilen, wie man das in Mitteleuropa sieht, das Hangende, falls es erhalten ist, wenig oder garnicht verändertes Sediment sein; denn je nach der Höhe, bis zu welcher der Orthogneis heraufgedrungen ist und metamorphosiert hat, wird man einigermaßen unverändert entweder Devon (Sächsisches Granulitgebirge, Harz, Vogesen, Breuschtal) oder Silur (Fichtelgebirge) finden. — Die Angaben der Karte sind nur teilweise zutreffend. Die Ausdehnung des Carbons nach Südosten hin ist größer als angegeben, die des Cambriums, das überhaupt nicht sicher durch Fossilien gekennzeichnet ist, viel geringer. Eine Diskordanz zwischen Obercarbon und Silur ist bei Cabeza de Vacca im Rio Alberdao, nach freundlicher Mitteilung der Herren Ingenieure in Penarroyo, aufgeschlossen; ich habe sonst keine gesehen. Über die Lagerungsverhältnisse zwischen Carbon, Cambrium und kristallinen Schiefern läßt sich aber überhaupt kein klarer Überblick gewinnen. Auch ist offenbar die Ausdehnung der kristallinen

[1] In größerer Entfernung zu beiden Seiten des Ganges S. Dionisio von Rio Tinto sind die Schiefer kaum verändert. Bei La Pena, für dessen Besichtigung ich der Direktion und dem führenden Herrn Geologen zu besten Dank verpflichtet bin, ist auf der Nordost-Seite des Erzganges ein Porphyrit und höher oben an dem höchsten, Rio Tinto überragenden Gipfel, ein saures Ergußgestein anstehend. Bei Castillo de las Guardas, das eingehend von C. Schmidt und H. Preiswerk (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1904) studiert wurde, findet man sowohl Diabas, Diorit wie Quarzporphyr und Granit. Es läßt sich schwer entscheiden, wer eigentlich in dieser Gegend der Erzbringer gewesen ist. Man findet Pyrit als Gesteinsmineral hauptsächlich in Granit und Porphyr. Da der Granit eine sehr große Fläche einnimmt, ist es möglich, daß seine thermale Lösungen nach seiner Erstarrung in die Schiefer eingedrungen und das Erz gebracht haben. Merkwürdig wäre dann immerhin, daß die Erzlinsen von Rio Tinto, die horizontal weit vom Granit wegliegen, am mächtigsten sind. Mit den norwegischen Intrusivlagern von Pyrit etc. haben die Rio Tinto-Kiese wenig Ähnlichkeit. Vielmehr spricht alles eher für eine niedrigere Entstehungstemperatur.

Schiefer auf der Karte viel zu groß angegeben. Man findet auf der Strecke zwischen Fuentovejuno und Penarroyo aufgeschlossen nur einige Quarzporphyrhügel und erst am Fuß des Dorfhügels von Fuentovejuno pegmatitische und basische Injektionen[1], sowie Linsen von hornblendereichen parallelstruierten Schiefern in Gesteinen.

Auf der Nordseite der Carbonmulde von Belmez ist auf der Karte Silur und Cambrium angegeben. Doch ist, wie die neuen Aufschlüsse durch die Bahnlinie nach Alcaracejos zeigen, die Tektonik sehr kompliziert und die Auffassung eines Teiles dieser Schiefer als Cambrium willkürlich. Die Schiefer sind hier als wenig verändert zu bezeichnen; nur der Granit hat sie vielfach kontaktmetamorph in der bekannten von H. Rosenbusch beschriebenen Weise verändert. — Die Schiefer, welche bei Almaden[2] anstehen und die teilweise sicher zum Silur gehören, sind auch da, wo die Zinnober führenden Lösungen sie nicht imprägnierten (Schwärzung, die nach Ansicht der Geologen von Almaden durch Kohlenwasserstoffe bewirkt ist), sehr schwach regional metamorph.

Echte kristalline Schiefer vom Typus der Injektions-Schwarzwaldgneise und z. T. noch besser erhalten, vom Typus des schwedischen Archäicums, sind erst in der Nähe von Toledo, an dem Burghügel von San Cervantes schön aufgeschlossen. Dort zeigt auch der Granit, der bei den gewaltigen Bauten von Toledo viel verwendet wurde, eine basische und eine pegmatitische Randfacies und Injektionsgrenze. — Der freundlichen Erlaubnis der Herren der Comission del mapa geologico in Madrid verdanke ich ferner die Möglichkeit, die Sammlung der Gesteine in Madrid gesehen zu haben. Echte kristalline Schiefer, wie wir sie in Mitteleuropa und Nordeuropa kennen, sind nur in den Suiten der Provinzen Segovia, Avila und Madrid aus Gegenden an den Abhängen der Sierra Guadarrama und aus der Provinz Toledo enthalten. Aus der Literatur der geologischen Beschreibung der Provinz Madrid von

[1] Es ist zu bemerken, daß die Differentiation der Randfazies des Granits in Spanien häufiger als anderwärts eine basische hornblendereiche und eine saure pegmatitische ist.

[2] Die Direktion der Mine in Almaden hat mir in freundlicher Weise den Zutritt gestattet. Man sieht die drei Zinnobergänge ziemlich scharf begrenzt. In den Schiefer sind die Lösungen kaum eingedrungen oder haben doch dort keinen Zinnober abgeschieden. Im Quarz dagegen findet man Adern und kleine Drusen mit schön kristallisiertem Zinnober, Baryt, Quarz. Meiner Ansicht nach hat der Zinnober in thermaler Lösung längs der Spalten den Quarz mehr oder minder vervollständigt durch chemische Wechselwirkung verdrängt. Nach Angabe des Herrn Direktors der Bergwerkschule durchsetzt ein Porphyrgang die Zinnobererzgänge, wäre also später als diese. Ich habe das allerdings nicht klar sehen können, ob nicht eine Verwerfung vorliegt; doch schien mir diese Deutung auch wahrscheinlich. — Zinnober findet sich in der ganzen Umgebung von Almaden auf viele Kilometer weit als Imprägnation der Quarzite.

Cassiano de Prado[1] und aus dem Text zur geologischen Karte von Mallada[2] läßt sich über die Lagerungsverhältnisse dieser echten kristallinen Schiefer wenig entnehmen.

Nach meinen Beobachtungen scheint mir, obgleich ich wegen der großen tektonischen Störungen nirgends einen direkten Beweis fand, wie man ihn z. B. für das Fichtelgebirge, das Sächsische Granulitgebirge etc. erbringen kann, folgendes wahrscheinlich: Die kristallinen Schiefer in Süd- und Mittelspanien sind von den paläozoischen Schiefern meist nicht durch eine Diskordanz oder ein klastisches Gestein[3] getrennt; beide gehen vielfach wohl allmählich ineinander über. Die Aufschmelzungszone in Südspanien war aber jedenfalls recht tief gelegen, so daß Silur und stellenweise auch das allerdings nur an wenigen Orten Spaniens durch Fossilien sichergestellte Cambrium fast unverändert blieben. Die Zeit der Aufschmelzung ist sicher praemesozoisch, möglicherweise paläozoisch (vom Silur bis Culm); wahrscheinlich schließt auch sie wie in Mitteleuropa mit der Intrusion von Graniten ab, die sicher jünger als Alt-Paläozoicum[4] und vielleicht älter als Trias[5] sind.

Elephas primigenius Fraasi Dietrich und die schwäbische Hochterrasse.

Von **W. Freudenberg.**

(Schluß.)

Zur diluvialen Wirbeltierfauna von Steinheim-Murr (Oberamt Marbach) schrieb mir Herr Dr. Dietrich:

Neue bemerkenswerte Funde in Steinheim-Murr lassen einige ergänzende Worte zu dem früher über die Steinheimer Schotterablagerung Gesagten gerechtfertigt erscheinen. Es fanden sich in ein und derselben Sandgrube auf einer Fläche von ca. 60 m²:

1. Ein völlig unversehrter Unterkiefer von *Elephas antiquus*, 2,5 m unter der Unterkante des Lößlehmes, der den Schotter deckt.
2. Ein bis auf den letzten Schwanzwirbel vollständiges Skelett von *Bos primigenius* (vermutlich ♀), das in natürlicher, ruhender Stellung 3 m unter der Unterkante des Lößlehms lag.

[1] Cassiano de Prado, Boletin del mapa geolog. 5. 1878 (Karte von 1864).

[2] L. Mallada, Explicacion mapa geol. Espana. 1895. Bd. 1. Madrid.

[3] Vergl. dagegen das Profil von Macpherson (wiedergegeben Handbuch der regionalen Geologie. R. Douvillé. III. 3. Espagne. Heidelberg. 1911). Die Beobachtung von Macpherson würde zeigen, daß im Süden der Provinz Sevilla kristalline Schiefer und Granit durch eine Diskordanz vom Cambrium getrennt und also älter als dieses sind. Kristalline Schiefer wie Granite können aus verschiedenen geologischen Zeiten herstammen, und das würde in keinem Widerspruch zur obigen Auffassung stehen.

[4] Z. B. Kontakt bei Hinojosa del Duque und bei Barcelona.

[5] Rio de las Yeguas bei Andujar.

3. Ein fast vollständiges Elefantenskelett, das unter 4—5 m Schotter und in der Wirbelsäule gestört gelagert war. Die Störungen rühren aber sicher nicht von Umlagerungen des Schotters oder von Dislokationen her. Das Skelett zeichnet sich durch ungemein hohen und schlanken Bau der Extremitäten aus (Femurlänge 141 cm) und gehört in den Formenkreis des *Elephas primigenius trogontherii* Pohl. Man wird dafür wegen der Eigentümlichkeiten und der Vollständigkeit zweifellos eine neue Rassebezeichnung wählen müssen.

Im Bereich des Elefantenskeletts, das eine Fläche von 25 m² einnahm, fanden sich ferner:

4. Ein Astragalus und ein Naviculare, die ich zu *E. antiquus* stelle.
5. Zwei verschiedene Stoßzahntorsen von *Elephas* sp.
6. Ein oberer Molar von *E. primigenius trogontherii* Pohl. (nach Soergel, s. u.)
7. Ein Mandibelzahn von *Rhinoceros* sp. [*Rh. Merckii.* Ref.].
8. Ein Metatarsus von *Equus* sp. (groß).
9. Ein Metatarsus von *Bison priscus.*

Diese Knochen fanden sich in Gesellschaft mit vereinzelten Gehäusen von *Lymnaea ovata* und *Unio batavus.* Dazu kommen aus der dicht benachbarten Grube:

10. Mehrere Molaren von *Elephas (meridionalis) trogontherii* Pohl.

Aus dem Lößlehm im Hangenden des Schotters:

11. Ein oberer Molar von *E. primigenius.*

Die Elefantenmolaren sind Gegenstand einer umfangreichen Abhandlung des Herrn W. Soergel in Freiburg i. Br., die in nächster Zeit erscheinen wird. Ohne den Resultaten, zu denen Herr Soergel kommt, vorgreifen zu wollen, möchte ich hier darauf hinweisen, daß das Zusammenvorkommen der genannten Reste in ein und demselben fluviatilen Medium zunächst ganz zweifellos feststeht. Besonders verdient der Erwähnung, daß in Steinheim erstmals einwandfrei das Zusammenvorkommen von *Bos primigenius* mit *Elephas antiquus* konstatiert wurde und dieser beiden mit den *Trogontherii*-Elefanten. Wie mir Herr Soergel mitteilt, kommen *E. meridionalis trogontherii* und *E. primigenius trogontherii* auch in Süßenborn zusammen vor, ohne daß Niveauunterschiede in den Fundstellen definitiv nachgewiesen sind. Die Lösung dieser *E. trogontherii*-Frage wird Herr Soergel in seiner Arbeit unternehmen. Auch für Steinheim erhebt sich die Frage, ob dieses Zusammenvorkommen nun auch wirklich Gleichzeitigkeit bezw. Gleichalterigkeit der Fauna und der Schotter bedingt. Besteht die Ablagerung trotz ihrem einheitlichen Gepräge aus verschieden alten Schotterpartien? Es ist bisher nicht gelungen, die faunistischen und phylogenetischen Besonderheiten, ja Widersprüche, die Steinheim abseits von allen anderen diluvialen Fundstätten rücken, aus der stratigraphischen Entwicklung der Schotter aufzuklären. Am Rande der Ablagerung deuten nach dem heutigen Tal hin einfallende Schotterbänke, worauf Herr Soergel aufmerksam machte, auf Anlagerung bezw. Umlagerung oder Verschüttung jüngerer Schotter hin. Unter den Aufsammlungen, die bei Eröffnung der Gruben im Jahre 1893 und im folgenden gemacht wurden, befinden sich im K. Naturalienkabinett Molaren, die nach Soergel zum *E. primigenius*-Typus

gehören. Diese Zähne stammen sicher aus dem Schotter der höchstgelegenen Gruben, aus welchen Partien ist nicht mehr feststellbar. Das Vorhandensein jüngerer Schotter soll also nicht geleugnet werden. Was aber seit 1909 an Knochen zutage gefördert wurde, stammt aus Schottermassen, die irgendwelche nachträgliche Verschüttung oder Dislokation sicher niemals erfahren haben. Ich habe auch für eine Einlagerung eines jüngeren Schotters in einen älteren in den heutigen Gruben keine Anhaltspunkte finden können. Starke Schrägschichtung, unruhiger Wechsel von Schotter- und Sandmassen (bei gleichbleibendem Material) charakterisieren die tieferen und mittleren Partien der Terrasse. Nach oben stellt sich ruhigere Sedimentation ein, mit gelegentlichen Übergriffen der ersteren. Darauf legen sich bunte Kiesbänkchen mit viel Keupermergelmaterial, die weit zu verfolgen sind; es folgen an- und abschwellende graue lettige Sande bezw. grauer Ton, der Absatz von Schlammgewässer in einem weiten Wasserbecken. Dann stellt sich noch ein feiner roter Sand ein, der streifig und wolkig die basalen Partien des Lößlehms durchzieht, so daß die Grenze zwischen Sand und Lehm unscharf ist. So stellen sich die Profile zurzeit dar. Es ist möglich, daß sie, in dem Maße wie die Gruben tiefer bergwärts vorrücken, Aufschluß geben werden über den komplizierten Gang von Akkumulation und Erosion, der hier stattgefunden hat, so daß sich vielleicht die bis jetzt noch unentwirrbare Verquickung von verschiedenalterigen Schottern tatsächlich feststellen läßt."

Um meine Ansicht über das Alter der Schotter von Steinheim zusammenzufassen, behaupte ich, daß der Beginn der Steinheimer Schotterbildung in einer Zeit nach Ablagerung der Neckarschotter von Mauer (*Etruscus*-Stufe) erfolgt ist und trotz einiger Molaren von *Elephas (meridionalis) Trogontherii*, die auf gelegentliche südöstliche Einwanderer deuten, nicht vom ersten Interglazial datiert, wie Soergel und ich das früher annahmen. Die Rasse des *E. primigenius Trogontherii* erscheint Ende der Mindeleiszeit in Süddeutschland, hat aber sichere Vorläufer schon im Elefant bed der Cromer-Forest bed-Serie. Die Folgezeit[1] ist weniger kontinental. *E. antiquus* wandert wieder ein — mittlere Schotterpartien —, daneben *Rhinoceros Merckii* und ein mittelgroßes *Equus* cf. *germanicus* — W. Soergel's jüngere Form. Das ist die erste Zeit des Auftretens der *Merckii*-Fauna in Süddeutschland. Die Fauna wird universell; sie erscheint in Frankenbach, im Heppenloch, in Lauffen a. N., ferner[2] in Achenheim bei Straßburg, in tiefen Lehmzonen des älteren Löß, und in Weinheim a. d. Bergstraße, unter gleichen Verhältnissen. Diese warme Zeit geht allmählich, durch Hebung der europäischen Gebirge, in eine Zeit mit feuchtem, kühlem Klima über (Riß I). Es fangen die nordischen Gletscher an, ihren größten Stand zu erreichen. Wieder erscheint *Elephas primigenius* in

[1] Das Mindel-Riß I Interglazial.

[2] Das *Rhinoceros Mercki* var. *brachycephala* Schröder ist vielleicht der Ahne der Achenheimer *Mercki*-Form (aus älterem Löß), es lebte in Mosbach wohl gleichzeitig mit *Elephas primigenius Fraasi* und einem sehr großen glazialen Elaphinen. Die große Edelhirschrasse ist für die Zeit des *E. primigenius Fraasi* besonders wichtig. Bei Bammenthal (Mauer) erscheint sie in der hangendsten Tonbank über den höchsten *Etruscus*-Schottern.

Steinheim und Murr, unten vergesellschaftet mit *Rhinoceros hemitoechus*[1], ein an kaltes Klima gewöhntes *Rh. Merckii* von *tichorhinus*-ähnlichem Habitus, oben mit *Rh. tichorhinus* vergesellschaftet, besonders während des Kältesturzes im Gefolge der Riß I-Periode. Die nächste Phase ist die Taubach-La Micoque-Zeit.

In Steinheim, wie im ganzen deutschen Zwischengebiet, die alpinen Gletscher im Süden, die skandinavischen im Norden, erscheint *Elephas antiquus* von neuem, zugleich zum letzten Male. Der erneute Kältesturz führt nur noch *Primigenius*-Fauna ins Murrtal, die auch bei Steinheim im Lößlehm (nach Dietrich) gefunden wird. So bleibt es während der Riß II- und Würm-Periode.

Im zweiten Teil der Arbeit behandelt Verf. die osteologischen Besonderheiten des *Elephas primigenius Fraasi*.

Die Körpergröße übertrifft alle anderen lebenden und fossilen Elefanten. Nur der *E. imperator* Nordamerikas wurde etwa ebenso hoch (4 m). Die Abmessungen des Stuttgarter Skelettes sind: Vom Scheitel bis zur Sohle mindestens 4 m, Rückenhöhe über dem Schulterblatt 3,7 m, desgleichen an der Kruppe ca. 3,5 m, Länge von den Stoßzahnspitzen bis zum ersten Schwanzwirbel 5,1 m. Das Skelett überrascht durch die Höhe seiner Gliedmaßen, die nicht einmal, wie sonst häufig, senkrecht gestellt wurden, sondern in leicht gebogenem Zustande das Bild eines gemächlich vorwärtsschreitenden alten Bullen geben. Der Schädel zeigt einige altertümliche Merkmale, die im Zusammenhang stehen mit relativ kurzen, gedrungenen Incisoren. Hierdurch wird eine gewisse Erinnerung an den *E. meridionalis* und an *Mastodon* waehgerufen.

„Er ist noch nicht so extrem entwickelt und weist noch nicht jene Auftürmung zum Spitzschädel der sibirischen spiralstoßzahnigen oder der ungarischen Alföld-Rasse auf: er ist fast so breit wie hoch." Besonders interessant ist auch die Verschiedenheit von dem Ilford-Mammut, welchen Leith Adams — British Fossil Elefants Pl. VI — abbildet. In beiden Schädeln ist M_3 allein noch in Funktion. Während er dort durch die gewaltigen Incisiven geradezu in einen Hebeapparat mit breiter konvexer Hinterseite und gebuckelter Stirn, gewaltigen Muskelwülsten im Schläfenfeld für einen hohen Unterkiefer, umgeformt ist, so hat die Deformation an dem Steinheimer Schädel noch lange nicht dies Ausmaß erreicht. Die Punkte des Schädelprofils: Apex, Processus nasales, Alveolenvorderende liegen bei *E primigenius Fraasi* fast in einer Ebene, während sonst der pränasale Teil des Gesichtsschädels zur Stirnfläche mehr oder weniger stark abgeknickt ist. Dementsprechend kann auch der Unterkiefer noch nicht die abgestutzte Symphyse und weiterhin die Verkürzung und bedeutende Höhe der Kieferäste besessen haben, wie es z. B. ein Unterkiefer von Rixdorf zeigt[2].

Die Stoßzähne sind in situ erhalten. Im Pulpateil liegt der größte

[1] Auf das Vorkommen dieser Form im Kalktuff von Cannstatt machte mich Herr Prof. Wüst vor einigen Jahren aufmerksam.

[2] Den ausführlichen Vergleich des *E. primigenius Fraasi* mit *E. primigenius* Typus (Borna) hat J. Felix geführt. Vergl. das Referat im N. Jahrb. f. Min. etc.

Durchmesser nicht parallel zur Sagittalebene, sondern von außen oben nach innen unten. Die Spitzen zeigen keine bestimmt gelagerten Schlifflächen, sondern eine gleichmäßige Abnützung. Wie diese Abnützung geschah, weiß Verf. nicht anzugeben; sicher ist, daß sie intensiv gewesen sein muß, die Zähne sind, verglichen mit anderen gleich starken, um mindestens die Hälfte ihrer jetzigen Länge abgearbeitet. Die Bullen gebrauchten ihre Zähne stärker als die Weibchen, bei denen die Stoßzähne, besonders bei den jungdiluvialen Tieren, „ins Unsinnige" wuchsen. Aber junge Sibirier hatten gelegentlich genau dieselbe Zahnstellung und relative Länge wie das alte Tier von Steinheim. Das stimmt mit dem biogenetischen Grundgesetz.

„Da die Krümmungsverhältnisse der Stoßzähne bei den Elefanten im allgemeinen und bei den Mammuten im besonderen nach Alter, Geschlecht und Herkunft schwankend sind, so läßt sich daran die *Fraasi*-Rasse als geographische Rasse nicht durch ein ihr eigentümliches Merkmal charakterisieren. Als Mutation gewertet zeigt sie sich dagegen in den Stoßzähnen (auch in den Backenzähnen) deutlich als eine frühe Mammutform. Denn ungezwungen lassen sich die Elefantenstoßzähne in eine phyletische Reihe gruppieren, die mit flach geschwungenen, wenig einwärts gedrehten Formen beginnt (*E. meridionalis* Nestj) und mit fast korkzieherartigen endigt (*E. primigenius sibiricus* Blainville). Von den schwäbischen *Primigenius*-Stoßzähnen läßt sich im großen ganzen sagen, daß sie den spiraligen Krümmungsgrad der sibirischen noch nicht erreicht haben." In Textfig. 9 bildet Verf. einen 1881 von O. Fraas in Stuttgart ausgegrabenen Stoßzahn ab, der extrem nach unten gewachsen ist und „eine volle Umdrehung um sich selbst" ausführt. Die Spitze neigt nicht nur einwärts, sondern dreht sich wieder nach außen mit ihrem äußersten Ende. Das Merkmal der Pulpaachsenstellung ermöglicht es dem Verf., die Pfitzenmeyer'sche Aufstellung des Mammutstoßzahns zu korrigieren.

Die Backenzähne sind auf den beiderseitig erhaltenen M_3 beschränkt.

Die Cementintervalle sind fast bis aufs Niveau des Dentins der Schmelzbüchsen erniedrigt, was nach Verf. auf eine weiche Äsung hindeutet, aber auch eine nachträgliche Abätzung des Cements durch CO_2-haltiges Wasser als Ursache haben kann. Auch die Zähne des *Rhinoceros hemitoechus* Falconer von Murr haben stark korrodierten Cement an ihren Flanken.

Der M_3 zeigt × 22 × in 27 cm Länge, 22 cm Höhe, 10,4 cm Breite. Die Formel lehrt, daß er bereits zum Formenkreis des *E. primigenius* gehört. Ordnet man die *Primigenius*-Molaren nach ihr in eine aufsteigende Reihe, so kommen die *Fraasi*-Zähne an die Basis; am oberen Ende stehen die „Lößmolaren" *E. primigenius* Typus (mit × 24—26 × in 26—28 cm Länge). Ist bei diesen der Schmelz sehr dünn, und sind die Schmelzbüchsen sehr eng und engstehend, so ist bei jenen der Schmelz stärker, die Lamellen sind weiter und weiter voneinander abstehend; daher sind es dort der Zahl nach mehr, hier weniger. Zwischen den beiden angegebenen Werten erhalten sich natürlich Mittelwerte; so besitzt z. B. ein M_3 (r.) aus den oberen Lagen des Steinheimer Schotters — 23 × in 26 : 17 : 10 und diesen Stand haben auch die großen Molaren aus dem „Stuttgarter Diluvium" und dem Mammutlehm.

Die Wirbelsäule ist zu kurz geraten, da bei der Montierung 3 statt 5 Lenden-

wirbel angenommen wurden. Vorhanden ist nur der 7—19 Rumpf- und alle 4 Sakralwirbel, alles Übrige fehlt. Trotz dieses Fehlers, einer um 2 Wirbel zu kurzen Säule, läßt sich feststellen, daß das Steinheimer Mammut in der Rückenlinie weder dem indischen noch dem afrikanischen Elefanten gleich war; sein Rücken senkte sich vielmehr vom höchsten Punkte über der Schulter gleichmäßig bis ans Ende ab. Das Schulterblatt bietet nichts Besonderes, es ist wie das sibirische von der breiten *Indicus*-Form, während das *Africanus*-Schulterblatt primitiver, langgestreckter ist. Der Humerus ist 127 cm lang während *Elephas antiquus* 135 (Paris)—140 (Taubach) cm hier mißt."

Ulna und Radius bieten keine Besonderheiten außer ihrer Stärke und ihren scharfen Kanten.

Die Hand ist äußerst vollständig und vom sibirischen Mammut verschieden in der größeren Vollständigkeit der Zehen und der mehr serialen Anordnung. „Skaphoid und Cuneiforme sind von der Artikulation mit dem Magnum ausgeschlossen. Die Carpalia der Außenseite liegen streng serial übereinander, die der Innenseite aserial, wobei das Lunare nur in ganz geringem Maß das Trapezoid überlagert. Dieses wird zum größten Teil vom Skaphoid überdeckt. Die Carpalia des ersten und zweiten Strahls sind klein und komprimiert gegen die großen und breiten des 3.—5. Strahls; sie erscheinen durch Expansion der letzteren reduziert und medianwärts gedrängt, das Trapezium in die Reihe der Metacarpalien hinein, das Skaphoid radialwärts; dementsprechend ist auch der Daumen reduziert.

Nur das Trapezoid hat seinen Platz einigermaßen behauptet; es artikuliert mit dem Magnum vorn mit einer stark konvexen Fläche. Die Anordnung der proximalen Reihe ist gelockert gegen die zyklopenmauersteinähnlich aneinandergefügten Knochen der distalen Reihe."

Die Handwurzel des Beresowka-Mammuts erscheint gegenüber dem geologisch älteren *Elephas primigenius Fraasi* auffallend primitiv, da der Sibirier alternierende Capalia besitzt, was „bei allen fossilen Elefanten wahrscheinlich, bei den Mastodonten und ihren Vorläufern sicher ist".

Die Phalangenformel des Steinheimer Mammuts lautet: 12 2(3) 22. Es handelt sich also um ein fünfzehiges Tier, wie es der indische und afrikanische Elefant ist. Hingegen ist nach Salensky, der 7 Vorder- und Hinterfüße daraufhin untersucht hat, das sibirische Mammut tetradaktyl, der Daumen und die große Zehe sind aller Phalangen verlustig gegangen, nur der mittlere Strahl ist voll entwickelt, am zweiten und vierten beschränkt sich die Reduktion auf den Hinterfuß, der fünfte ist vorn und hinten auf 2 Glieder reduziert. Die Phalangenzahl eines erwachsenen sibirischen Mammuts ist somit an der Hand: 03332, am Fuß: 02322.

Numerisch gewertet hat das sibirische Mammut zweifellos ein progressiveres Stadium erreicht als das Steinheimer, was mit den geologischen Altersbeziehungen gut im Einklang steht.

Ob auch funktionell ein Fortschritt besteht, das ist besonders auch im Hinblick auf das exzeptionelle Verhalten des Carpus an dem Beresowka-Mammut nicht ohne weiteres einleuchtend. Hier sind auch die Hufe von Bedeutung, und deren Zahl ist jedenfalls bei den pentadaktylen Elefanten, z. B. beim afri-

kanischen, stärker reduziert als bei dem nordischen Mammut. Nach der Auffassung von Salensky handelt es sich um adaptive Reduktion; wäre das richtig, dann könnte das sibirische Mammut nicht von solchen älteren Formen abstammen, die schon wie unsere vorliegende nahezu taxeopod sind.

Als Resultat ergibt sich, daß die Hand des *Elephas primigenius Fraasi* einen modernen Typ einer Proboscidierhand darstellt."

Das Becken zeigt das Ilium ventralwärts nicht in den spitzen Knorren der rezenten Elefantenbecken ausgezogen, sondern die Spina anterior ist stumpf, wie es Pohlig auch von *E. primigenius* in Darmstadt angibt.

Das Femur übertrifft alle bekannten Mammutfemora an Länge. *E. antiquus* marschiert an der Spitze mit 150 cm. Die nächstgrößten zwischen 140 und 150. *Dinotherium*, *Mastodon longirostris* und *M. arvernensis*, *Elephas meridionalis*, *E. trogontherii*, *E. imperator* und von Mammuten die ungarische Theiss- und die schwäbische *Fraasi*-Rasse. *E. primigenius Sibiriae* und die mitteldeutschen Löß-Mammute haben nur 130 (130, 119, 104).

Tibia und Fibula, namentlich erstere ist ein sehr gedrungener, stämmiger Knochen [nach dem Reciprocitätsgesetz von Cuvier. Ref.].

Wichtig ist das über die Markhöhlen Gesagte: „Die Ausbildung von großen Markräumen ist für holocäne Säuger charakteristisch; sie ist bei den rezenten Proboscidiern ausgesprochener als bei den diluvialen. Bei den tertiären Dinoceraten sind nach Zittel sämtliche Skelettknochen massiv."

Im Tarsus ergeben sich gegen *E. africanus* und *indicus* keine nennenswerten Unterschiede; die Anordnung der Tarsalknochen ist die eines rezenten Proboscidierfußes. Abweichend verhält sich Cuneiforme III, das viel schmaler als bei *E. africanus* ist; die Facette für Metatarsale IV ist sehr klein, so daß Metatarsale IV so gut wie ganz auf das Cuboid beschränkt ist. Maße sind jeweils beigegeben und einige Textfiguren nebst Taf. I und II.

Den Schluß bildet die folgende Diagnose: „Große, hochbeinige, fünfzehige Mammutrasse mit kurzem und schlankem Rumpf. Im Schädel und den Molaren mit primitiven Merkmalen. Schädel verhältnismäßig niedrig, Molaren weitlamelliger als bei den jüngsten Mammuten. Carpus und Tarsus hochentwickelt, der erste außen rein serial, innen nahezu serial. Die Männchen gehören zu den Riesenformen; sie tragen starke, gebogene, aber nur wenig spiralgedrehte Stoßzähne, deren Wachstum einer Hemmung unterliegt. Die Stoßzähne werden gebraucht."

Ueber ein Vorkommen von Fossilien in den Hunsrückschiefern der Gegend nördlich von Oberstein.

Von **Cl. Leidhold** in Straßburg i. E.

Vor einiger Zeit erhielt das geologische Institut der Universität Straßburg durch Vermittlung von Herrn Prof. Holzapfel eine Reihe Versteinerungen aus dem Hunsrückschiefer der Gegend nördlich von Oberstein a. d. Nahe, die von Herrn Postverwalter Reichardt in Herrstein gesammelt waren. Bekanntlich sind Fossilien im Hunsrückschiefer relativ selten; außer Seesternen,

Trilobiten, dünnschaligen Lamellibranchiaten und einigen Brachiopoden ist nicht viel aus dem Hunsrück bekannt geworden. Auch bei den Kartierungsarbeiten von Grebe und Leppla in dem genannten Gebiet wurden nur vereinzelt andere Versteinerungen wie Brachiopoden- und Crinoidenreste gefunden. Am Mittelrhein sind in den letzten Jahren Brachiopoden- und Zweischalerbänke in den Hunsrückschiefern durch A. Fuchs [1] nachgewiesen und zur Gliederung der Hunsrückschiefer in der dortigen Gegend verwertet worden.

Bei der vorliegenden Fauna handelt es sich um eine typische Brachiopodenfauna, die unvermittelt in den Hunsrückschiefern auftritt. Die genaue Fundstelle liegt nordöstlich von Mörscheid [2] auf dem linken Ufer des Fischbaches etwa 60 m über der Talsohle; 150 m weiter südlich werden in einem Schieferbruch, der auch auf der Karte eingezeichnet ist, nach Norden einfallende Dachschiefer gewonnen, in denen Reste von Seesternen gefunden wurden. Nach Nordwesten stehen ebenfalls Dachschiefer an auf dem linken Ufer des Fischbaches; die Schichten fallen an dieser Stelle nach Süden ein. Westlich von Mörscheid tritt in der Mörscheider Burr der Taunusquarzit heraus, der gelegentlich Versteinerungen führt.

Im petrographischen Habitus gleichen die fossilführenden Hunsrückschiefer von Mörscheid den grauen, seidenglänzenden, dünnschieferigen Tonschiefern, wie man sie sonst im Hunsrück antrifft. Manche Stücke zeigen mehr phyllitisches Aussehen; echte Grauwacken und Grauwackenschiefer sind ebenfalls vorhanden. Bei der Verwitterung nehmen die Schichten infolge Oxydation rostbraune Farbe an. Die Versteinerungen sind meist stark verdrückt und fast ausschließlich als Steinkerne erhalten. Nur an einem Stück konnte ich Reste der Schale beobachten. Ich konnte hauptsächlich folgende Formen feststellen:

Homalonotus cf. *planus* Sandb.
Orthoceras sp.
Spirifer primaevus Stein.
— *parvejugatus* Maur.[3]
— *hystericus* Schloth.
— *excavatus* Kays.
— *Hercyniae* Gieb.
— cf. *arduennensis* Stein.
Stropheodonta cf. *gigas* M'Coy.
Leptagonia rhomboidales Wahl.
Chonetes sarcinulata Schl.
— *dilatata* F. Roem.
— *plebeja* Schnur.
Meganteris Archiaci Suess.
Rhynchonella sp. cf. *daleidensis* F. Roem.
Pleurodictyum cf. *Petrii* Maur.
— *problematicum* Goldf.
Zaphrentis sp.
Crinoidea indeterm.

[1] A. Fuchs, Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Unterkoblenzschichten am Mittelrhein etc. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellschaft. 1907. Heft 1. p. 96 ff.

[2] Blatt Oberstein d. geol. Spezialaufnahme von Preußen. Geognostisch bearbeitet durch A. Leppla 1891—1894.

[3] Auf die Selbständigkeit dieser Art hat A. Fuchs hingewiesen. Fauna. der Remscheider Schichten. Abh. d. preuß. geol. Landesanst. N. F. 58. p. 66.

Sowohl an Zahl der Arten als auch der Individuen überwiegen die Brachiopoden weitaus vor den anderen Formen. Häufig sind Reste von Crinoiden. Zweischaler konnte ich nicht beobachten. Die Fauna ist also zweifelsohne eine ausgesprochene Brachiopodenfauna. Die Paläoconchenfazies der Hunsrückschiefer mit den Seesternen, wie wir sie in dem Schieferbruch weiter südlich am Fischbach vorfinden, ist verschwunden und hat der Brachiopodenfazies mit Spiriferen und Choneten Platz gemacht. Für die stratigraphische Stellung der Fauna von Mörscheid ist von Wichtigkeit das Vorkommen von *Spirifer primaevus, Sp. hystericus, Sp. excavatus.* Es sind dies leitende Formen der Siegener Stufe. Mit diesen Formen zusammen tritt *Sp. Hercyniae* Gieb. auf. Diese Art ist im allgemeinen auf die Unteren Coblenzschichten beschränkt. Indessen kommt nach Angaben von A. Fuchs *Sp. Hereyniae* am Mittelrhein bereits in den Hunsrückschiefern vor. Es mag auch erwähnt sein, daß nach E. Maillieux [1], der die Spiriferen Belgiens einer erneuten kritischen Untersuchung unterzogen hat, *Sp. Hereyniae* oder *Sp. paradoxus* var. *Hercyniae*, wie Maillieux die Form aufgefaßt wissen möchte, bereits im Hunsruckien (unseren Hunsrückschiefern) gelegentlich gefunden worden ist. Von negativen Merkmalen, auf die ich indessen nicht allzu großen Wert legen möchte, sei auf das völlige Fehlen von Rensellaerien bei der kleinen Mörscheider Fauna hingewiesen. *Pleurodictyum problematicum* Goldf. ist relativ häufig vertreten und unterscheidet sich in nichts von den Untercoblenz-Formen im Rheinischen Gebirge. Nach ihrem fossilen Inhalt dürften also die Mörscheider Schichten an die obere Grenze der „Stufe des *Spirifer primaevus* Stein" zu setzen sein.

Aus dem Mittelrheingebiet sind in letzter Zeit über die Gliederung und den fossilen Inhalt der Hunsrückschiefer eingehende Untersuchungen von A. Fuchs angestellt, die gezeigt haben, daß eine beträchtliche Anzahl Formen, die nur aus den Unteren Coblenzschichten bekannt waren, auch tiefer in die Hunsrückschiefer hinuntergehen. Später [2] hat der genannte Autor seine Angaben noch genauer präzisiert und sich dahin ausgesprochen, „daß es bisher nirgends gelungen sei, auch nur ein einziges der bezeichnenden Siegener Fossilien im Hunsrückschiefer wiederzufinden." Demgemäß wird als wirkliches faunistisches Äquivalent der Siegener Stufe nur der Taunusquarzit angesehen, während die „Äquivalenz der Hunsrückschiefer mit irgend einem Teil der Siegener Schichten" geleugnet wird. A. Fuchs hat zwar ursprünglich auch echte Siegener Formen aus dem Hunsrückschiefer

[1] Contribution à l'Étude de la faune du Dévonien de Belgique. Première Note sur les spirifères. Bull. de la soc. Belge de Géologie. 23. p. 323—376.

[2] Über eine Untercoblenzfauna bei Daaden und ihre Beziehungen zu einigen rheinischen Unterdevonstufen. Dies. Centralbl. 1911. p. 705—717.

aufgezählt, seine Angaben aber später dahin geändert, daß es sich um neue Arten handeln soll. Leider vermißt man von den verschiedenen neuen Formen, die in den einzelnen Arbeiten angegeben werden, eingehende Beschreibungen und Abbildungen. Wenn nun auch die Angaben von A. Fuchs über die faunistische Stellung der Hunsrückschiefer in dem von ihm untersuchten Gebiet zutreffend sein dürften, so möchte ich doch für die Fauna von Mörscheid im Hunsrück einstweilen an der Stellung der Hunsrückschiefer als Äquivalent der oberen Siegener Stufe festhalten.

Zu derselben Auffassung gelangt man, wenn man die Äquivalente der Hunsrückschiefer im belgischen Unterdevongebiet in Betracht zieht. Die paläontologisch-stratigraphischen Untersuchungen im Unterdevon Belgiens, wie sie in den letzten Jahren besonders von E. Maillieux angestellt sind [1], haben gezeigt, daß die zwischen dem Grès d'Anor (= Taunusquarzit) und dem Grès de Vireux oder Ahrien (= Untere Coblenzschichten) gelegenen versteinerungsreichen Schichten, die sogen. Assise d'Houffalize [2] oder das Hunsruckien (also das Äquivalent unserer Hunsrückschiefer) faunistisch ebenfalls der Stufe des *Sp. primaevus* angehören. In dem bekannten Devon-Profil von Couvin z. B. sind die Verhältnisse besonders gut zu beobachten [3], da hier die ganze Schichtenfolge vom Grès d'Anor an sehr reich an Fossilien ist. Während das „Hunsruckien" in seiner unteren Abteilung (Sg 2a bei Maillieux) ausschließlich Arten der Siegener Stufe führt, stellen sich in der oberen Hälfte (Sg 2b) auch bereits Formen der Unteren Coblenzschichten, so daß allmählich ein faunistischer Übergang zwischen „Hunsruckien" und „Ahrien" stattfindet. Ebenso wie bei der Fauna von Mörscheid im Hunsrück treten also auch in Belgien in der oberen Abteilung der „Stufe des *Sp. primaevus*" Formen der „Stufe des *Sp. Hercyniae*" auf.

[1] E. Maillieux, Les gîtes fossilifères de la bande dite „coblencienne" entre Pesche et Nismes. Bull. soc. belge de Géol. etc. 22. 1908. Proc. verb. — Remarques sur la faune et l'horizon stratigraphique de quelques gîtes fossilifères infradévoniens. Bull. soc. belge de Géol. etc. 24. 1910. Memoires. p. 189.

[2] In der Abgrenzung der Assise d'Houffalize habe ich mich der Auffassung von E. Maillieux angeschlossen. Demzufolge gehört die oberste Abteilung der Assise d'Houffalize der belgischen geologischen Karte (sommet du Cb 2) faunistisch bereits durchaus zum Grès de Vireux.

[3] Vergl. Texte explicativ du levé géologique de la planchette de Couvin; par E. Maillieux. Brüssel 1912.

Besprechungen.

Louis Duparc et Alfred Mounier: Traité de technique minéralogique et petrographique. Deuxième Partie. Tome I. Les méthodes chimiques qualitatives. Leipzig bei Veit & Comp. 1913. 372 p. Mit einer farbigen Spektraltafel und 117 Textfiguren.

Dem vor fünf Jahren erschienenen, von L. Duparc und Francis Pearce bearbeiteten, die physikalischen Methoden enthaltenden ersten Band folgt nunmehr der Beginn des zweiten, der chemischen Untersuchung der Mineralien und Gesteine gewidmeten Bandes, zunächst die qualitativen chemischen Methoden enthaltend. Es wird die Kenntnis der Lehren der Chemie vorausgesetzt und daher die Entwicklung chemischer Formeln vermieden. Diese speziell für die Bedürfnisse des Mineralogen und Petrographen zugeschnittene Einführung in die qualitative Chemie enthält in ihrem ersten Teil eine Anweisung zur Trennung und Reinigung der Mineralien nach den bekannten Methoden. Es folgt ein Abschnitt über die mikrochemische Analyse, angewandt auf Dünnschliffe und auf isolierte Mineralien, und ein solcher über das Lötrohrverhalten und andere trockene Versuche bei hoher Temperatur. Hieran schließen sich Mitteilungen über die Löslichkeit der Mineralien, wobei besonders auf die bei Lösungsversuchen häufig unvermutet auftretenden Schwierigkeiten aufmerksam gemacht wird. Den Hauptteil des Buches bilden die beiden Kapitel über die Reaktionen und über die Analyse auf wässerigem Wege. Hierbei hat eine Beschränkung auf die wichtigsten und verbreitetsten Elemente stattgefunden; die selteneren sind in der Hauptsache nur so weit berücksichtigt, als sie jene häufig begleiten. Von den bekannten Methoden sind nur die berücksichtigt, die sich den Verfassern als die besten bewährt haben. Anschließend wird die Spektroskopie eingehend besprochen, sowie — als heutzutage unentbehrlich — die Untersuchung der Körper auf Radioaktivität. Den Schluß machen Tabellen zur Bestimmung der Mineralien, wobei die physikalischen Eigenschaften und das chemische Verhalten berücksichtigt sind. Ein ausführliches Register ist vorhanden, die wichtigste Litteratur ist überall angegeben. Die Ausstattung des Buches ist gut und namentlich die Figuren, schematische sowohl als Ansichten von Instrumenten, klar, und auch fast durchweg zweckmäßig ausgewählt, so daß sie die klare, leicht verständliche Darstellung im Text gut unterstützen. Eine Darstellung der quantitativen Mineralanalyse in entsprechender Form soll in Bälde folgen.

Max Bauer.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ueber die kristallographische Orientierung von Muscovitspaltungsplatten mit Hilfe der Biegungs- und Aetzfiguren.

Von **H. Rose** in Göttingen.

Mit 2 Textfiguren.

Zur kristallographischen Orientierung an Spaltungsplatten von Muscovit erzeugt man nach dem Vorgange von E. Reusch[1] eine sechsstrahlige Schlagfigur oder nach M. Bauer[2] eine ebenfalls sechsstrahlige Druckfigur. Hat man mit dem Polarisationsmikroskope festgestellt, welcher Strahl der Schlagfigur in der Symmetrieebene verläuft, so kann man mit Hilfe der Biegungsfigur, worauf O. Mügge[3] zuerst hingewiesen hat, die Lage des spitzen und stumpfen Winkels β in der Symmetrieebene angeben. Da nun gute Biegungsfiguren nur an mehreren Quadratzentimeter großen homogenen Platten hergestellt, dagegen Ätzfiguren auch noch an kleinen Glimmertäfelchen hervorgebracht werden können, so ist von mir auf Anregung von Herrn Prof. Mügge die Orientierung der Ätzfigur zu den Strahlen der Biegungsfigur sowie zur Abweichung der Bisektrix von der Normalen auf (001) festgestellt worden.

Die Ermittlung der Lage der Plattennormale auf {001} zur spitzen Bisektrix war schon aus dem Grunde unerläßlich, weil es nur so möglich war, die an den Spaltungsblättchen gemachten Beobachtungen mit denen Tschermak's[4] in Beziehung zu bringen. der Gelegenheit hatte, einen Muscovitkristall vom Abühl mit ebenen Kristallflächen zu untersuchen. An diesem Kristall ermittelte er, daß die spitze Bisektrix gegen die Normale auf (001) im spitzen Winkel β um $1^{\circ}42'$ für Na-Licht geneigt ist.

Zur Bestimmung der Richtung und Größe dieser Neigung an den von mir untersuchten Muscovitplatten aus Deutsch-Ostafrika und unbekannten Fundorten bediente ich mich teils des von Tschermak eingeschlagenen Verfahrens und maß in der Symmetrieebene den Winkel zwischen Plattennormale und ein und derselben Kurve gleichen Gangunterschiedes zu beiden Seiten der Normalen im Na-Lichte, teils verfuhr ich so, daß ich nach der Messung des Achsenwinkels mit dem Wülfing'schen Apparate den Winkelabstand

[1] E. Reusch, Ann. d. Phys. **136**. 130, 632. 1869.
[2] M. Bauer, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **26**. 137. 1874.
[3] O. Mügge, N. Jahrb. f. Min. etc. 1898. I. p. 104.
[4] G. Tschermak, Zeitschr. f. Kristallographie. **2**. 45. 1878.

des gespiegelten Horizontalfadens von dem wirklichen Faden bestimmte. Auf diese Weise erhielt ich folgende Werte für den Neigungs- und Achsenwinkel an drei Platten:

Platte	Fundort	Achsenwinkel $2E_{Na}$	Neigungswinkel zwischen Plattennormale u. Bisektrix
I	Fundort unbek.	61° 51′	−2° 18′
II	Deutsch-Ostafrika	65 34	−2 17
III	Fundort unbek.	70 59	+0 44

Um einigen Anhalt über die Größe des wahren Achsenwinkels zu bekommen, wurden die Brechungsexponenten der Platte II mit dem Abbe'schen Kristallrefraktometer für Na-Licht ermittelt. Es ergaben sich folgende bis auf etwa eine Einheit der dritten Dezimale unsicheren Werte:

$$\alpha_{Na} = 1{,}568; \quad \beta_{Na} = 1{,}604; \quad \gamma_{Na} = 1{,}609.$$

Mit Hilfe von β ergibt sich für den wahren Winkel $2V_{Na} = 39° 27'$.

Nach Ermittlung der Lage der Plattennormale gegen die spitze Bisektrix wurden die Platten zur Erzeugung von Biegungsfiguren gespalten. Wenn man nun an den verbogenen Stellen der Täfelchen eine entfernte Lampe reflektieren ließ, so konnte man feststellen, daß der von der Mitte der Biegungsfigur ausgehende, nach dem Beobachter in der Symmetrieebene verlaufende Strahl der von den verbogenen Teilen gelieferten Lichtfigur (Fig. 1 a) bei den Platten I und II die Richtung von der Plattennormale nach der spitzen Bisektrix angibt, bei der Platte III aber zeigte sich das Umgekehrte. Es folgt hieraus, daß die spitze Bisektrix bald im spitzen und bald im stumpfen Winkel β liegt. Die Bestimmung der Lage der Plattennormale zur spitzen Bisektrix reicht demnach nicht aus, um die Lage des kristallographischen Achsenkreuzes im Spaltungsblatte festzustellen.

Es fragte sich nun, ob die Ätzfigur auf der Basis, die nach H. Baumhauer[1] deutlich monosymmetrisch ist, ebenso wie der in der Symmetrieebene liegende Strahl der Biegungsfigur bei verschiedener Lage der spitzen Bisektrix eine konstante Orientierung behält. Zu dem Zwecke wurden die optisch untersuchten und mit Schlag- und Biegungsfiguren versehenen Muscovitplatten nun auch noch nach einem von H. Baumhauer[2] angegebenen Verfahren mit Kaliumhydroxyd geätzt, das in einem Silbertiegel längere Zeit im Schmelzfluß erhalten wurde. Da der Tiegel infolge häufigen Gebrauchs grobkristallin geworden war, drang das geschmolzene Kaliumhydroxyd durch die Tiegelwände und bildete allmählich außen eine weiße Kruste. Diese verursachte, daß die Temperatur

[1] H. Baumhauer, Sitzungsber. d. Kgl. Bayr. Akadem. d. Wiss. November 1874. p. 245.

[2] H. Baumhauer, Zeitschr. f. Kristallographie. 3. 1879. p. 113.

im Tiegel die des Schmelzpunktes des Kaliumhydroxyds nicht erheblich überschritt. Infolgedessen konnten die Glimmerplatten etwa 30 Minuten in der Flüssigkeit bleiben und waren dann mit schönen Ätzeindrücken bedeckt. Nahm man dagegen die Ätzung in einem Eisentiegel vor, der die Schmelze nicht durchließ, so stieg die Temperatur im Tiegel erheblich über den Schmelzpunkt. Die Glimmertafeln wurden dann zwar sehr schnell aufgeschlossen, zeigten aber Ätzeindrücke (vergl. Fig. 1 b), die weit ausgeprägter monosymmetrisch waren als die bei niedriger Temperatur erhaltenen. Ein Versuch, mit kalter Flußsäure des Handels zu ätzen, wurde aufgegeben, als die Platten nach 3 Tagen eine Einwirkung nicht erkennen ließen. An den mit Kaliumhydroxyd geätzten 3 Platten konnte festgestellt werden, daß die Ätzfiguren ihre Orientierung zur Biegungsfigur auch dann beibehalten, wenn die spitze Bisektrix im stumpfen oder spitzen Winkel β liegt. Die Lage, welche die Ätzfiguren gegenüber dem in der Symmetrieebene verlaufenden Strahl der Biegungsfigur (Fig. 1 a) einnehmen, ist in Fig. 1 dargestellt.

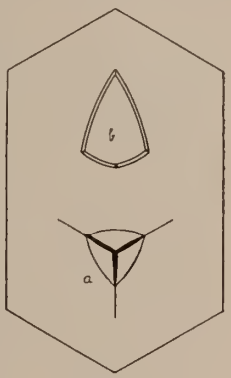


Fig. 1.

Um demnach zu entscheiden, ob die Richtung von der spitzen Ecke der Ätzfiguren nach der stumpfen, die zugleich die Richtung des in der Symmetrieebene verlaufenden Strahles der Biegungsfigur ist, nach dem stumpfen oder spitzen Winkel β zeigt, müßte eine Ätzung an einem mit monoklinen Prismen versehenen Muscovitkristall vorgenommen werden.

Mit Hilfe der Ätzfiguren wird es übrigens möglich sein, die Gesetze der an den Glimmern beobachteten Zwillingsverwachsungen genau festzustellen. Tschermak [1] hat für die Glimmer folgendes Gesetz aufgestellt, das er Kantennormalengesetz nennt: Die Zwillingsachse ist in einer Kristallfläche senkrecht zu einer in dieser liegenden Kante. (Oder: Die Zwillingsebene ist senkrecht zu einer Kristallfläche und parallel zu einer in dieser liegenden Kante.) Diese Fassung des Zwillingsgesetzes führt im allgemeinen auf eine irrationale Richtung als zweizählige Symmetrieachse für den Zwilling oder auf eine irrationale Ebene als Symmetrieebene für den Zwilling. In dem Falle des Muscovits fällt die Tschermak'sche Normale auf $[1\bar{1}0]$, wie A. Johnsen [2] gezeigt hat, mit der Kante [310] so lange zusammen, als es nicht möglich ist, Abweichungen des Winkels $[110]:[1\bar{1}0]$ von 120° festzustellen.

[1] G. Tschermak, Lehrbuch der Mineralogie. Wien 1905. p. 96.
[2] A. Johnsen, Dies. Centralbl. 1907. p. 403.

Es könnte nun möglich sein, daß die Verwachsung der Muscovitzwillinge noch ein anderes Gesetz befolgt, daß nämlich die Kante [1$\bar{1}$0] zweizählige Symmetrieachse für den Zwilling ist. Wäre dies der Fall, so müßten die Ätzfiguren auf der Basis die in Fig. 2 für die Individuen I und II gezeichnete Lage einnehmen. Würde dagegen das von Tschermak in irrationaler und von Johnsen in rationaler Fassung aufgestellte Zwillingsgesetz zu Recht bestehen, so würden die Ätzfiguren so zueinander liegen, wie die Figuren der Individuen I und III Fig. 2 zeigen.

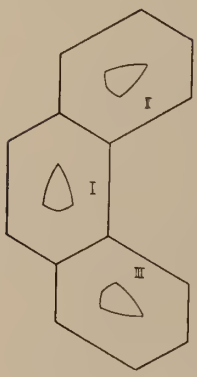


Fig. 2.

Leider konnte ich diese Feststellung nicht ausführen, da mir keine Zwillingskristalle zur Verfügung standen. H. Baumhauer[1] hat nun Muscovitkristalle einer Stufe von Mitchel Co., N. Carolina, auf der sich sowohl einfache als auch Zwillingskristalle befanden, des näheren untersucht und auch geätzt. Es wird ihm infolgedessen möglich sein, sowohl die Lage der stumpfen und spitzen Ecke der Ätzfigur zu dem kristallographischen Achsenkreuz unschwer festzustellen, als auch möglicherweise über das Zwillingsgesetz eine Entscheidung zu fällen.

Göttingen, Mineralogisches Institut, Juli 1913.

Ueber das Auftreten des Geruches beim Reiben von Mineralien.

Von **Friedrich Schwartz** in Darmstadt.

Wenn zwei Feuersteine oder Feldspatstücke stark aneinander gerieben oder mit einem Hammer zerschlagen werden, kann oft ein eigentümlicher brenzlicher Geruch wahrgenommen werden. Der Geruch erinnert an den, der bei der Erhitzung mancher stickstoffhaltiger, organischer Verbindungen auftritt. Der hier zu besprechende Geruch hat nichts zu tun mit dem, welcher beim Reiben von solchen Gesteinen und Mineralien auftritt, welche nachweislich organische Substanzen als Bitumen in Form von Einschlüssen enthalten. Das Auftreten dieser Erscheinung ist seit alters her bekannt. Frühere Beobachtungen von L. Wöhler und Kraatz-Koschlau[2] beziehen sich auf das Auftreten des Geruches beim Erhitzen von manchen Mineralien. Daß diese Erscheinung mit meiner Beobachtung nichts Gemeinsames hat, dafür sprechen

[1] H. Baumhauer, Zeitschr. f. Kristallographie. 32. 1900. p. 170.
[2] Chemiker-Zeitung. 22. 38. 1898.

die folgenden Tatsachen: 1. Bei vielen Mineralien ist der Geruch wahrnehmbar, obwohl organische Einschlüsse ausgeschlossen sind, z. B. bei farblosem Quarz, auch beim Glas usw.; 2. der Geruch fehlt oft beim Reiben von solchen Mineralien, die organische Substanzen enthalten wie gewisse Flußspäte[1]; 3. frische Bruchflächen von Mineralien bleiben beim Reiben geruchlos.

Der Geruch wird am besten wahrgenommen, wenn die Mineralien aufeinandergelegt, stark zusammengepreßt und dann fest und schnell gerieben werden. Es empfiehlt sich, größere Flächen des Minerals zu reiben. Es brauchen nicht zwei Stücke eines und desselben Minerals angewandt zu werden. Man kann das auf den Geruch zu prüfende Mineral mit dem gleichen Erfolg mit Korund reiben, da zwei Korundstücke, aneinandergerieben, geruchlos bleiben. Oft wird beim Reiben von Mineralien eine Feuererscheinung als Funkenbildung oder ein kurzes Aufleuchten der geriebenen Flächen, besonders im Dunkeln, beobachtet. Diese Erscheinung steht jedoch in keiner Beziehung mit dem Auftreten des Geruches, wie durch besondere Versuche festgestellt wurde. Der Geruch wurde bei vielen Silikaten beobachtet, seltener bei Nichtsilikaten. Bei allen halbharten und harten Silikaten tritt der Geruch beim Reiben auf. Silikate, deren Härte kleiner wie 3,5—4 ist, liefern beim Reiben keinen Geruch. So bleiben z. B. Silikate wie Talk, Speckstein, Meerschaum, Serpentin, Ton, Desmin, Heulandit, Asbest, Glimmer, Muscovit, Biotit usw. beim Reiben geruchlos. Dagegen lieferten alle mir zugänglichen Silikate, alle Modifikationen der Kieselsäure und Varietäten des Quarzes aus der Mineralogischen Sammlung der Großh. Techn. Hochschule zu Darmstadt, deren Härte größer wie 3,5—4 ist, beim Reiben ohne Ausnahme diesen Geruch. Künstliche Silikate, Kieselsäure, wie alle Glassorten, Porzellan, Steingut, Quarzglas usw. lieferten beim Reiben ebenfalls den Geruch. Bei den Siliciden, wie Eisensilicid, Calciumsilicid und Carborund war der Geruch nicht wahrnehmbar, obwohl die Härte innerhalb der für Silikate günstigen Grenze liegt. Bei Nichtsilikaten war der Geruch selten zu beobachten. Negatives Ergebnis lieferten z. B. Arsenkies, Bleiglanz, Buntkupfererz, Eisenglanz, Flußspat, Gips, Kalkspat, Steinsalz, Korund, Kreide, Kryolith, Malachit, Pyrit, Schwefel, Zinkspat usw. Ein positives Resultat lieferten: Baryt, manche Apatite, manche Spinelle, Magnesit, Rutil, Brauneisenerz usw. Der Geruch hält bei verschiedenen Spezies verschieden lang an, im allgemeinen zwischen 30 Sek. und 3 Min.

Der Geruch war bei den verschiedenen Silikaten von verschiedener Intensität. Es wurden Versuche angestellt, bei welchen die Intensität des Geruches bei verschiedenen Spezies verglichen wurde. Für die Intensität des Geruches unterschied ich drei Stufen.

[1] Tschermak's Min. Mitt. 18. p. 4, 5.

Beim Reiben der Mineralien wurde annähernd gleicher Druck und Geschwindigkeit angewandt. Die Ergebnisse sind das Mittel einiger übereinstimmender Versuche.

Intensität I bedeutet schwaches Auftreten des Geruches, Intensität II deutliches Auftreten und Intensität III sehr starkes Auftreten des Geruches. Nachstehende Tabelle zeigt die beobachteten Intensitäten des Geruches bei verschiedenen Mineralien, ferner sind die Härten, der Gehalt an Kieselsäure und das Wärmeleitungsvermögen angegeben. Wie leicht zu sehen ist, steht der Kieselsäuregehalt in keiner Beziehung mit der Intensität des Geruches. Dagegen scheint die Intensität des Geruches Funktion der Härte und des Wärmeleitungsvermögens des Minerals zu sein. Die größte Intensität wurde bei Mineralien beobachtet, deren Härte zwischen 5,5 und 7 liegt. Mineralien von anderen Härten lieferten Geruch von schwächerer Intensität. Bei manchen aluminiumhaltigen Silikaten wurde neben den normalen auch ein schwacher toniger Nebengeruch wahrgenommen. Fluorhaltige Mineralien wie Topas und Vesuvian, lieferten einen deutlich süßlichen Nebengeruch. Künstliche Silikate wie Glas, Porzellan, Steingut usw. lieferten beim Reiben einen Geruch, der ganz identisch mit dem der natürlichen Silikate ist. Bei Nichtsilikaten ist das Auftreten des Geruches bei solchen beobachtet worden, die Härte und Wärmeleitungsvermögen analog den der Silikate hatten. Das Fehlen des Geruches bei Flußspat ist auf seine Oberflächenbeschaffenheit, beim Korund auf dessen hohe Härte zurückzuführen, wie noch unten erwähnt werden wird. Da die physikalischen und chemischen Eigenschaften des Glases denen der Silikate ähneln, so wurden zu weiteren Untersuchungen über die Entstehung des Geruches Glasstäbe angewandt. Folgende Versuche wurden ausgeführt:

1. Zwei Glasstäbe. die beim Reiben den normalen Geruch deutlich lieferten, wurden mit Alkohol, Äther und Schwefelkohlenstoff gereinigt und entfettet. Beim Reiben war der Geruch mit ursprünglicher Intensität wahrnehmbar.

2. Zwei Glasstäbe, die über der Bunsenflamme kurz erhitzt wurden, lieferten vor und nach dem Abkühlen beim Reiben keinen Geruch. Um die nötige Temperatur zur Zerstörung der den Geruch liefernden Substanzen, die auf der Glasoberfläche offenbar adsorbiert sind, festzustellen, wurden

3. Glasstäbe, die den normalen Geruch beim Reiben lieferten, in einem Trockenschrank verschlossen und erhitzt. Die Glasstäbe wurden in dieser Weise verschiedenen Temperaturen verschieden lang ausgesetzt. Der sonst beim Reiben beobachtete Geruch tritt nicht mehr auf, wenn die Glasstäbe 10 Min. der Temperatur von 260° oder während 5 Min. 300° usw. ausgesetzt waren. Glasstäbe, die den Temperaturen 250° 10 Min. oder 270° 5 Min. ausgesetzt waren, ergaben beim Reiben noch den Geruch.

4. Es wurden zur Kontrolle natürliche Silikate mit demselben Erfolg in gleicher Weise behandelt.

5. Zwei Glasstäbe, die den normalen Geruch beim Reiben lieferten, wurden an einer Stelle so lange gerieben, bis die Oberflächenschicht in weißes Pulver sich umgewandelt hatte. Dieses wurde durch Wegblasen entfernt. Die so hergestellten frischen Oberflächen der beiden Glasstäbe blieben beim Reiben geruchlos.

6. Es wurden verschiedene Silikate und Gesteine, die den Geruch beim Reiben lieferten, mit einem Hammer zerschlagen. Die frischen Bruchflächen lieferten beim Reiben keinen Geruch. Das gleiche zeigten Mineralien mit submikroskopischen Beimengungen wie Quarze [1] und Feldspäte [1].

7. Die künstlich geruchlos gemachten Silikate wurden längere Zeit hindurch der Wirkung der Luft ausgesetzt. Der Geruch beim Reiben war oft nach zwei Wochen langem Stehen erst wieder wahrnehmbar.

8. Die künstlich durch Glühen geruchlos gemachten Silikate wurden mit verschiedenen reinen anorganischen und organischen, festen und flüssigen Körpern in Berührung gebracht. Die anorganischen Substanzen haben keine Veränderungen hervorgerufen. Von den organischen Substanzen bewirken manche Kohlenhydrate und stickstoffhaltige chemische Verbindungen an den vorher erhitzten Oberflächen beim Reiben ein Wiederauftreten eines Geruches, der jedoch mit dem sonst wahrgenommenen nicht identisch ist. Die größte Ähnlichkeit mit dem normalen Geruch haben unter diesen Versuchsbedingungen Eiweiß und eiweißähnliche Stoffe beim Reiben geliefert. Auch das Berühren der künstlich geruchlos gemachten Flächen mit den Fingern genügt, um das Auftreten des Geruches beim Reiben hervorzurufen, weshalb Vorsicht und größte Sorgfalt bei Ausführung der Versuche anzuwenden war. Die kleinsten Spuren von Eiweisstoffen genügen zur Erzeugung dieser merkwürdigen Erscheinung.

Aus diesen Versuchen kann einzig und allein gefolgert werden, daß manche Mineralien aus der Luft oder durch direkte Übertragung feste eiweißähnliche Stoffe adsorbieren. Die durch Reibung der Mineralien an der Oberfläche sich entwickelnde Wärme zersetzt die absorbierten Stoffe, und die Zerfallsprodukte werden durch den Geruch wahrgenommen. Daß die Intensität des Geruches Funktion des Wärmeleitungsvermögens ist, erklärt sich in folgender Weise: Die durch Reiben entwickelte Wärme wird bei Mineralien von gutem Wärmeleitungsvermögen so schnell abgeführt, daß die Temperatur der geriebenen Stellen nicht so hoch werden kann, daß die absorbierten Eiweißstoffe zersetzt werden. Ebenso haben die Härte und die Oberflächenbeschaffenheit des Minerals großen Ein-

[1] Tschermak's Min. Mitt. 18. p. 4, 5.

fluß auf die gebildete Wärmemenge und dadurch auch auf die Intensität des Geruches. Wenn zwei Pappdeckel oder Holzstücke oder polierte Stahlflächen gerieben werden, so ist die **lokal** gebildete Wärmemenge nicht gleich derjenigen, die sich beim Reiben von zwei harten und rauhen Ziegelsteinen entwickeln wird. Die Reibung, die von der physikalischen Beschaffenheit des Stoffes abhängig ist, ist in den ersten drei Fällen **lokal** klein, im letzten groß. Die Reibung ist beim Talk, Meerschaum usw. zu gering, um eine ausreichende Menge Wärme an einzelnen Stellen zu erzeugen, die zur Zersetzung der absorbierten Substanzen ausreichend wäre. Groß ist sie beim Glas und Feldspat usw. Die größte Intensität des Geruches wird in solchen Fällen wahrgenommen, bei denen die verschiedenen physikalischen Bedingungen am günstigsten sind.

Das häufige Auftreten des Geruches bei den Silikaten und das seltene Auftreten bei Nichtsilikaten ist dadurch erklärlich, daß die physikalischen Eigenschaften der ersteren, Härte und Wärmeleitung, geeignetere sind als bei den letzteren. Diejenigen der Nichtsilikate, die den erforderlichen Bedingungen entsprechen, liefern, wie oben gezeigt wurde, den normalen Geruch. Daß beim Flußspat, obwohl er organische stickstoffhaltige Einschlüsse enthält, und auch beim Korund das Auftreten des Geruches nicht beobachtet wird, kann nur auf Grund unserer Auffassungen über die zum Auftreten der fraglichen Erscheinung nötigen Bedingungen erklärt werden.

Zusammenfassung.

1. Es wurde festgestellt, daß Mineralien, meistens Silikate, deren Härte größer wie 3,5—4 und kleiner wie 9 ist, beim Reiben einen brenzlichen Geruch liefern, der an die Zerfallsprodukte stickstoffhaltiger organischer Verbindungen erinnert, und der verursacht ist durch Zersetzung infolge der beim Reiben entstehenden Wärme gewisser organischer, wahrscheinlich eiweißähnlicher Verbindungen, die durch die Oberflächen der Mineralien von der Umgebung aufgenommen und adsorbiert wurden.

2. Die früheren Annahmen, daß der Geruch durch Einschlüsse verursacht ist, ist somit für diese Erscheinung hinfällig, bleibt aber für bekannte bitumenhaltige Gesteine richtig. Hier handelt es sich um die rein oberflächlich aufgenommenen eiweißähnlichen Stoffe.

Zum Schluß sei es mir erlaubt, meinen ergebensten Dank den Herren: Geh. Oberbergrat Prof. Dr. Lepsius, Prof. Dr. L. Wöhler und insbesondere Privatdozent Dr. d'Ans für ihr liebenswürdiges Entgegenkommen und ihre Hilfe bei der Ausführung dieser Arbeit zum Ausdruck zu bringen.

Silikate.

Mineral	Härte	SiO_2-Gehalt[1] %	Intensität des Geruches	Wärmeleitungsvermögen
Topas	8	36	I (süßlichen Nebengeruch)	klein
Beryll	7,5—8	66	II	„
Turmalin	7,5	36	II	„
Granat	7.5	38	II	„
Zirkon	7—7,5	33	II	„
Staurolith	7—7,5	28—51	II	„
Rauchquarz	7	99	III	„
Feuerstein	7	99	III	„
Rosenquarz	6,5—7	99	III	„
Vesuvian	6,5	37	II (süßlichen Nebengeruch)	„
Feldspat	6	64	III	„
Amazonenstein	6	64	III	„
Orthoklas	5,5—6	64	III (tonigen Nebengeruch)	„
Augit	5—6	48	III	„
Kieselschiefer	5,5	97	II	„
Harmotom	4,5	47	I	„
Disthen	4,5—5	37	I (tonigen Nebengeruch)	„
Desmin	3—3,5	57	geruchlos	„
Heulandit	3—3,5	59	geruchlos	„

Nichtsilikate.

Korund	9	—	geruchlos	klein
Eisensilicid Calciumsilicid Carborund	5—9	—	geruchlos	groß
Ceylanit (Spinell)	7,5—8	—	II	klein
Rutil	6,5—6	—	II	„
Apatit	5	—	II	„
Magnesit	4,5	—	I	„
Flußspat	4	—	geruchlos	„
Brauneisenerz	3,5—4,5	—	I	„
Baryt	3,5	—	I	„
Kryolith	3	—	geruchlos	„
Anhydrit	3	—	geruchlos	„

[1] Naumann, Zirkel; Roth, Allg. und chemische Geologie.

Anatas in den Niederen Tauern.

Von **Al. Sigmund** in Graz.

Auf Kluftflächen des Chloritschiefers am Gatschberg im Vorderen Sölktal (Steiermark) entdeckte ich im heurigen Sommer kleine Kristalle mit metallartigem Diamantglanz, die sich nach näherer Untersuchung als Anatase erwiesen.

Die Fundstätte liegt in einer schwer zugänglichen Felsschlucht, durch die ein Wildbach herabstürzt, in einer Seehöhe von ca. 900 m, 20 m über der Straße, die von Stein a. d. Enns nach Groß-Sölk führt.

Die Anataskristalle sind honiggelb, durchscheinend, nur 0,3 bis 0,5 mm groß und zeigen jene einfachen, scharf ausgeprägten Formen, die der Mehrzahl der alpinen Anatase, z. B. aus der Rauris, dem Tavetsch eigentümlich sind: entweder p (111) allein, oder p in Kombination mit c (001). Die erstgenannte Form findet sich bei den wenigen Kristallen, die Prismenflächen grünlichblauer, etwa 1 cm langer, flach und meist reihenweise auf der Kluftfläche liegender Quarzkristalle in orientierter Stellung — die Hauptachsen beider Kristalle sind parallel — derart aufgewachsen sind, daß eine Hälfte des Anatas in den Quarz eingebettet ist. Die andere Form trifft man bei den teils einzeln, teils in Gruppen bis zu drei Individuen der Kluftfläche des Chloritschiefers unmittelbar aufgewachsenen Anatasen. (111) ist häufig wagrecht gestreift, in einzelnen Fällen mit dreieckigen Ätzgrübchen dicht besetzt.

An Splittern und Spaltblättchen, die beim Zerschlagen eines Kristalls erhalten wurden, konnte u. d. M. die hohe Licht- und Doppelbrechung des farblos erscheinenden Minerals, ein deutlicher, durch das Auftreten eines himmelblauen Farbentones merkwürdiger Pleochroismus, i. k. p. L. das Achsenkreuz, ein Öffnen desselben beim Drehen des Tisches beobachtet und der optisch negative Charakter festgestellt werden.

Die Anatase sind fast ganz von ockerigem Brauneisenerz eingehüllt, das die Kluftfläche in Form einer ununterbrochenen, lockeren Schichte überzieht. Der Ocker ist hier das Verwitterungsprodukt des Eisenkieses, der in bis 3 mm großen Würfeln reichlich dem Chloritschiefer beigemengt ist; oft stecken im Ocker noch Pyritkörnchen, die Reste früherer Kristalle. Noch reicher ist der Schiefer an Magnetit, der sowohl in 1—3 mm großen, teilweise mürben und dann stahlblau angelaufenen Oktaedern als auch in mikroskopischen Körnchen auftritt. Er ist, wie die Untersuchung ergab, nicht titanhaltig. Dem mikroskopischen Magnetit ist jedoch in gleicher Menge Titaneisenglimmer beigemengt; von diesem Erze könnten die Anatase abstammen. An eine Bildung derselben aus titanhaltigen Biotiten ist hier nicht zu denken: in Dünnschliffen

frischer Schieferstücke ist u. d. M. in den Chloriten nirgends ein noch so geringer Rest eines Biotits zu sehen.

Bis auf die Adulare, die hier fehlen, und die bedeutendere Größe der Anatase sehen die Anatase tragenden Stufen von der Felsschlucht am Gatschberg jenen vom Hochnarr in der Rauris auffallend ähnlich. Es soll hier bemerkt werden, daß Orthoklas, der in jenen Stufen schon teilweise kaolinisiert ist, neben Klinochlor und Talk einen wesentlichen Gemengteil des Chloritschiefers bildet.

Auf anderen Stufen, die ebenfalls von Kluftwänden geschlagen wurden, aber keine Anatase tragen, die an der neuen Fundstätte überhaupt eine Seltenheit sind, finden sich, umgeben von Ocker, kleine, kurzsäulenförmige Rutilkristalle, 1 mm große, nur zur Hälfte ausgebildete, zweifarbige, fettartig glänzende, speerförmige Sphenkristalle, Kontaktzwillinge mit farbloser Spitze und rotbrauner Mitte. Auch zur Bildung der Rutile und Sphene wird wohl, wie bei den Anatasen, der Ilmenit des Chloritschiefers beigetragen haben.

Die Wände anderer Klüfte sind mit einer oft bis 6 mm dicken, unten noch dichten, gegen oben zu lockeren Limonitschichte überzogen, die jedoch eine Pseudomorphose nach Braunspat darstellte. Oft sind noch die Rhomboederformen — 2 R erhalten, die auf Bruchflächen deutlich die Spaltbarkeit des Braunspates erkennen lassen und eine zellige Textur besitzen. Fingerdicke Adern hellgelben, noch frischen Braunspats durchziehen häufig die Quarzlinsen im Chloritschiefer. Auf dem Limonit sitzen oder sind in diesem eingeschlossen geätzte Kalkspatrhomboeder, mit einer Kantenlänge bis 17 mm, offenbar eine Neubildung. Ursprünglich linsenförmige Einlagerungen weißen, körnigen Kalksteins mit Bändern frischen Pyrits sind im Chloritschiefer nicht selten, sie haben an allen Faltungen des Muttergesteins teilgenommen.

Außer den genannten, etwa fingerdicken Klüften, die den Schiefer senkrecht zur Schieferung durchsetzen, sind noch saigere, stellenweise mehrere dem mächtige, dann wieder sich auskeilende Quarzgänge vorhanden. Wo sich der Verband mit dem Nebengestein gelockert hat, finden sich nette Quarz- und Bergkristallstöcke mit den gewöhnlichen Formen a, p, z, zu denen bei den Bergkristallen noch s tritt. Manchmal sitzen auf den Quarzen vollkommen ausgebildete Kalkspatrhomboeder.

Die Anatase vom Gatschberg im Sölktal sind die ersten, die in den Niederen Tauern gefunden wurden.

Zwei Stufen, von denen eine ziemlich reich ist, befinden sich in der mineralogischen Abteilung des st. Landesmuseums Joanneum in Graz.

Zur Kenntnis des mehligen Siliciumdioxyds von Milna auf der Insel Brač in Dalmatien mit besonderer Berücksichtigung der Bauxitfrage.

Von **Fran Tućan** in Zagreb (Agram, Kroatien).

Mit 3 Textfiguren.

I.

Von den mehligen Siliciumdioxyd von Milna war in diesem Centralblatt schon die Rede. Ich habe seinerzeit eine Notiz[1] veröffentlicht, in welcher ich betonte, daß dieses SiO_2 „nach seinen Eigenschaften und der Art seines Vorkommens bemerkenswert erscheint". Was seine Löslichkeit betrifft, erwähnte ich, daß dieser feine Staub nicht nur in verdünnter, sondern auch in konzentrierter Alkalilauge gekocht wurde. Das Kochen dauerte 20 Stunden, das Siliciumdioxydpulver blieb aber unverändert. Ob etwas von diesem SiO_2-Pulver aufgelöst wurde, konnte ich nicht konstatieren, da das Filtrieren unmöglich ist; durch das Filtrierpapier geht die milchige Lösung hindurch und im Filtrate findet man wieder SiO_2-Pulver. Ebenso geht es auch bei dem Auflösen im Alkalicarbonate. Nach 20stündigem Kochen in 20%iger Sodalösung wurde nur 4% SiO_2 gelöst; alles übrige blieb im staubigen Zustande unverändert, und wenn man mit dem Auswaschen beginnt, geht die milchige Lösung durch das Filter. Bei mehrstündigem Kochen in konzentrierter Salzsäure bleibt das Siliciumdioxyd unverändert, Schwefelsäure aber ist nicht ohne Wirkung: bei mehrstündigem Kochen in konzentrierter H_2SO_4 geht das Pulver in einen flockigen (voluminösen) Zustand über". Genau dieselben Resultate erzielte P. P. von Weimarn, welcher diese von mir entdeckte Kieselsäure untersuchte. Er schreibt mir unter anderem: „Meine Untersuchungen über ihre Löslichkeit in Na(OH) und in Na_2CO_3 ergaben dieselben Resultate, vollkommen mit den Ihrigen übereinstimmend".

H. Leitmeier, der sich schon seit Jahren mit Kieselsäure-Versuchen beschäftigt, ersuchte mich, ihm etwas von diesem mehligen Siliciumdioxyd zu senden, da er natürliche Kieselsäure für das Handbuch der Mineralchemie, herausgegeben von C. Doelter, bearbeite und auch über diese mehlige Kieselsäure einige Löslichkeitsversuche gerne machen möchte. In einem Briefe an mich teilt er mir mit, seine Löslichkeitsversuche zeigten, daß dieses mehlige SiO_2 in konzentrierter Kalilauge völlig löslich sei. Er stellte eine Lösung von ca. 3 Teilen Wasser und 1 Teil K(OH) oder noch weniger konzentriert her, gab wenig von der Probe hinein und kochte langsam. Dadurch wurde die Lösung allmählig konzentrierter; die trübe Lösung ward plötzlich klar. Nun konnte man noch eine

[1] Fr. Tućan, Ein mehliges Siliciumdioxyd. Dies. Centralbl. 1912. p. 296.

ziemliche Menge der SiO_2 hineingeben, die in kurzer Zeit sich auflöste. Der Konzentrationsgrad ist dabei ein so hoher, daß beim Erkalten Erstarrung eintritt.

Ich ersuchte meinen Kollegen Vladimir Njegovan, auch diese Versuche durchzuführen. Er nahm 100 g $K(OH)$ und löste in 300 cc Wasser. 50 cc dieser Lösung gab er nach dem Erkalten in eine Silberschale und schüttete 0,05 g des mehligen Siliciumdioxyds hinein. Dies kochte langsam auf einem Asbestdrahtnetz 40 Minuten, bis eine Erstarrung eintrat. Jetzt fügte er der heißen Lösung 25 cc Wasser bei. Es spritzte ein wenig und es begann zu sieden. Als die Lösung ruhig wurde, war sie beinahe klar.

Derselbe Versuch wurde auch mit 0,10 g mit demselben Resultat ausgeführt. Mit 0,30 g 40 Minuten gekocht, 22 cc H_2O dazu (es siedete und spritzte ein wenig); es blieb nur ein etwas brauner Niederschlag. Diese so (mit 25 cc H_2O) verdünnte Lösung kochte noch etwa 20 Minuten, bis sich eine Kruste bildete. Dazu kam 25 cc H_2O, es siedete und als es ruhig wurde, war die Lösung fast ganz klar. 0,50 g gekocht 35 Minuten, bis es sich nicht ganz konzentrierte. Dazu 25 cc H_2O und die Lösung wurde vollkommen klar zum Unterschied der bisherigen Lösungen, welche doch ein wenig trüb waren. Diese Trübung legte sich auch nach mehrstündigem Stehen nicht.

Ich machte dieselben Versuche mit $Na(OH)$ und bekam dieselben Resultate, die mit denen Leitmeier's übereinstimmten.

Was ist also die Ursache, daß ich bei meinen ersten Versuchen nicht zu diesem Resultate gelangen konnte? Wie kam es, daß das mehlige SiO_2 bei meinen (wie auch Weimarn's) Versuchen durch Kochen in der Alkalilauge nicht in Lösung ging? Ich vermute, daß die Ursache in der Arbeitsmethode liegt. Ich nahm niemals eine so konzentrierte Alkalilauge[1], daß sie beim Kochen hätte erstarren können. Während der ganzen Operation blieb die Konzentration dieselbe, denn die Menge des verdampften Wassers wurde durch die gleiche Menge frischen Wassers wieder ersetzt. Bei einer solchen Operation ist die Alkalilaugelösung nach mehrstündigem Kochen tatsächlich trüb, was dafür spricht, daß das SiO_2-Pulver noch nicht gelöst ist.

Unterdessen habe ich bei der Untersuchung des mehligen SiO_2 einige Eigenschaften und Eigentümlichkeiten bemerkt, durch welche ich auf seine kolloidale Natur hinweisen konnte, trotzdem ich auf mikroskopischen Wege konstatierte, daß dies eine anisotrope Substanz sei. In dieser Hinsicht wollte ich ein sicheres Resultat haben und sandte von diesem SiO_2-Pulver etwas an den russischen Kolloidchemiker P. P. von Weimarn mit der Bitte, er möge dieses Pulver vom Standpunkte der Kolloidchemie untersuchen. P. P. von

[1] Auch die Menge des mehligen SiO_2 war beträchtlich.

Weimarn erfüllte bereitwilligst mein Ansuchen und unterwarf das SiO_2-Pulver der Untersuchung. Seine Resultate teilte er mir brieflich mit und ich bringe mit seiner Erlaubnis das Resultat zur Kenntnis, indem ich es aus dem Russischen wörtlich übersetze:

„Die ultramikroskopische Untersuchung der Suspension im Wasser des mir von Ihnen zugesandten Niederschlages, ebenso wie auch die Untersuchung desselben mit den stärksten Vergrößerungen der besten gegenwärtigen mikroskopischen Objektive, zeigt deutlich, daß der von Ihnen entdeckte Niederschlag SiO_2 der Teilchengröße und den anderen Eigenschaften (die Brownsche Bewegung usw.) nach den Kolloidniederschlägen, wenn auch nicht von großem Dispersitätsgrad, eingereiht werden muß. Es ist interessant (da dies ein Beweis der Kolloidität ist), daß Ihr Niederschlag von SiO_2 keine anderen Suspensionen in 0,5 normaler Na(OH)-Lösung gibt[1]".

Also trotz seiner Löslichkeit in Alkalilauge (und trotz seines spez. Gew.[2], welches dasselbe ist wie bei Quarz) zeigt dieses mehlige Siliciumdioxyd die Eigenschaften einer Kolloidsubstanz.

Der Nachweis der Löslichkeit dieses mehligen SiO_2 durch Leitmeier gab ihm Anlaß, mir folgendes brieflich mitzuteilen: „Damit fällt alles, was Sie in der Untersuchung der Bauxite des Karstes auf Grund dieser SiO_2 theoretisch aufgebaut haben". Ich glaube, daß diese Schlußfolgerung nicht gerechtfertigt ist. Die Frage ist folgende: Befindet sich im Sporogelit SiO_2 als Tonerdekieselsäuregel oder als mechanisch beigemengte SiO_2? Ich behaupte, Sporogelit ist ein Hydroxyd ($Al_2O_3 \cdot H_2O$), in welchem sich mechanisch beigemengt die Kieselsäure befindet, da dies alle meine Untersuchungen beweisen. Ob diese Kieselsäure Quarz, Chalcedon, oder Opal oder eine andere (kristalline oder kolloide) Varietät ist, das ist nebensächlich, gerade so wie es bedeutungslos ist, ob dieses mehlige SiO_2 in K(OH) löslich ist oder nicht. Und ist es allein für sich in Alkalilauge löslich, so ist es auch als Sporogelitbeimischung, und umgekehrt. Es besteht aber die Tatsache, daß dieses SiO_2-Pulver so fein ist, daß wir es in keinem Falle u. d. M. bemerken können, nur wenn es als Beimischung einer anderen Substanz vorkommt. Verfertigt man ein Präparat von jenem Kalkstein, in welchem sich dieses mehlige SiO_2 befindet, so bemerkt[3]

[1] In einem anderen Briefe teilt mir P. P. v. Weimarn auch folgendes mit: „Jedenfalls besteht nicht der allergeringste Zweifel, daß das mehlige SiO_2 einen kolloiden Niederschlag, aber nicht vom großen Dispersitätsgrad, darstellt".

[2] Das spez. Gew. ($s_{T=22^0} = 2{,}643 \pm 0.005$) wurde von K. Endell bestimmt, der mich ersuchte, ihm etwas vom mehligen SiO_2 zur Untersuchung zu senden.

[3] Hie und da findet man im Präparate auch einzelne Quarzkörner, dann Turmalin-, Zirkon- und Rutilkriställchen; dies sind aber diejenigen Minerale, die wir gewöhnlich in den Carbonatgesteinen des kroatischen Karstes finden, und deren Quantum kaum 0,3% überschreitet.

man u. d. M. nur winzige Calcitkörner, und doch enthält dieser Kalkstein ca. 20 % solchen SiO_2. Bei den Bauxiten befindet sich noch eine größere Schwierigkeit betreffs dieses SiO_2, da das Hauptmineral der Bauxite, Sporogelit, meistenteils rot gefärbt und vollkommen isotrop ist, und es gibt auch kein Mittel, um dieses SiO_2 im Sporogelit mikroskopisch nachzuweisen. Obgleich der Sporogelit auch weiß sein kann, wie dies der Fall beim Bauxit von Skočaj ist, können wir das mehlige SiO_2 nicht einmal unter der stärksten Vergrößerung konstatieren; wir sehen nur lappige Gebilde von Sporogelit. Ich stellte auch solche Präparate her, zu welchen ich ein überwiegendes Quantum dieses SiO_2 und eine kleinere Menge Bauxitpulver nahm, aber auch in diesen Präparaten konnte man außer Sporogelit und einigen akzessorischen Mineralen gar keine Spur von SiO_2 bemerken. Durch das Lösen in Alkalilauge können wir zu keinem Resultate gelangen, da dieses SiO_2, wie dies Leitmeier bewies, in Alkalilauge löslich ist. Bloß die Schwefelsäure gibt uns einen deutlichen Beweis vom Vorhandensein dieses SiO_2 im Bauxit. Wenn wir weißen Bauxit von Skočaj (er enthält 44,48 % SiO_2) in konzentrierter H_2SO_4 kochen, so erscheint dieses SiO_2 als ein flockiger Niederschlag, es ändert seine Beschaffenheit gerade so, wie mehliges Siliciumdioxyd selbst, indem es aus dem staubigen in einen flockigen Zustand übergeht. Die Existenz dieses mehligen SiO_2 im Sporogelit ist also nicht problematisch, wie dies Lazarevič [1] meint.

II.

Geradeso wie dieses mehlige SiO_2 verhalten sich auch diejenigen Minerale, die im Bauxit vorkommen und von denen ich behaupte, daß von ihnen SO_3, CaO, P_2O_5 usw. herrührt. Es sind dies Gips, Anhydrit, Apatit etc. Lazarević [2] behauptet, daß SO_3, CaO, P_2O_5 usw. im Sporogelit (Bauxit) adsorbiert seien und bekämpft meine Anschauung, indem er alle meine Untersuchungen über die Terra rossa und den Bauxit als unzuverlässig darzustellen versucht. Ich werde jedoch für meine Ansichten Beweise bringen und zeigen, daß Lazarevič's Einwände unbegründet sind. Lazarevič sagt, er habe seinerzeit die Bauxite vom Tollingraben bei Leoben untersucht und behauptet, „in der Substanz ließ sich nach kurzem Umrühren mit warmem Wasser im Filtrate freie Schwefelsäure nachweisen". Ich beschäftige mich schon seit 1905 mit dem Studium der Carbonatgesteine des kroatischen Karstgebietes, sowie mit der Terra rossa und dem Bauxit, welche im engsten Zusammenhang mit den erwähnten Carbonatgesteinen stehen. Schon Ende des Jahres 1905 kam ich zu einem ähnlichen Resultat wie

[1] M. Lazarevič, Zu Tućans „Bauxitfrage". Dies. Centralbl. 1913. p. 258.
[2] l. c. p. 258.

Lazarević, aber mit Hilfe dieses Resultates kam ich zur Folgerung, daß ich den SO_3-Gehalt nicht als vom Sporogelit adsorbierte freie Schwefelsäure betrachten dürfe, sondern als Bestandteil des Anhydrits bezw. des Gipses, welche Minerale im Kalkstein und Dolomit, bezw. im unlöslichen Rückstand[1], der Terra rossa (Bauxit) vorkommen. Ich habe diese meine Beobachtungen erst im Jahre 1908 publiziert (also ein Jahr früher als die Untersuchungen Cornu-Lazarević erschienen), und zwar gerade in diesem Centralblatt[2]. Unter anderem schreibe ich in dieser Notiz: „Bei den mikroskopischen Untersuchungen der Kalksteine und Dolomite[3] des kroatischen Karstgebietes fand ich oft winzige Kriställchen oder unregelmäßige Körnchen eines optisch zweiachsigen Minerals, welches Gips bezw. Anhydrit sein könnte. Um zu einem sicheren Ergebnis zu gelangen, bediente ich mich der mikrochemischen Reaktionen und das Resultat war zufriedenstellend. Ich ging folgendermaßen vor: Der Kalkstein bezw. Dolomit wird fein gepulvert, einige Stunden im Becherglase mit reinem Wasser gekocht und dann abfiltriert. Das Filtrat wird konzentriert und spektroskopisch auf Calcium und mit Chlorbarium auf Schwefelsäure geprüft. Von dieser konzentrierten Lösung wurde ein Präparat verfertigt. „U. d. M. sieht man, daß in diesem Präparat sehr schöne Sphärokristalle erscheinen; welche aber nicht aus Gips, sondern aus Anhydrit bestehen. Die einzelnen Kristallnadeln dieser Sphärokristalle löschen gerade aus; die Richtung ihrer Verlängerung ist zugleich die Richtung ihrer kleinsten Elastizität, es sind demnach diese Kristallnadeln nach a gestreckt". In meiner Abhandlung „Die Kalksteine und Dolo-

[1] In meiner Abhandlung „Die Kalksteine etc." p. 614 schrieb ich folgendes: „Um die akzessorischen Mineralien nachzuweisen, war es notwendig, von jedem Kalke und Dolomite Dünnschliffe anzufertigen. Weil aber in der Mehrzahl der Dünnschliffe diese akzessorischen Mineralien nicht zu sehen waren, so wurden diese Carbonatgesteine in verdünnter und etwas angewärmter Essigsäure gelöst und von dem unlöslichen Rückstande Präparate für die mikroskopischen Untersuchungen angefertigt. Die Dolomite hingegen, welche von Essigsäure nur sehr schwer und langsam gelöst werden, löste ich zum selben Zwecke in verdünnter Salzsäure, welche man etwas anwärmen mußte". Da aber der Zweck dieser Lösungsversuche nur der war, daß der überflüssige Calcit entfernt wird, die akzessorischen Minerale jedoch bleiben, und zwar auch diejenigen, welche sich möglicherweise nach einer längeren Behandlung hätten auflösen können, so hat man eben diese Versuche nie bis zu Ende durchgeführt. Auf diese Weise sind auch leichtlösliche Minerale (z. B. Brucit etc.) im unlöslichen Rückstand geblieben.

[2] F. Tućan: Mikrochemische Reaktionen des Gipses und Anhydrites. Dies. Centralbl. 1908. p. 134.

[3] Die mikroskopischen Untersuchungen beziehen sich größtenteils auf den unlöslichen Rückstand (siehe hierüber die zitierte Abhandlung „Die Kalksteine etc." p. 614).

mite etc." [1] sage ich über die Schwefelsäure folgendes: „In den Carbonatgesteinen kommt außerdem noch an Calcium gebundene Schwefelsäure vor. Wenn man das Gestein in fein gepulvertem Zustande längere Zeit in destilliertem Wasser kocht, so kann man in der abfiltrierten Flüssigkeit Schwefelsäure nachweisen". „Schwefelsäure kommt nicht nur in Carbonatgesteinen, in welchen man Gips oder Anhydrit mikroskopisch nachweisen kann, sondern auch in solchen Gesteinen vor, in denen man die erwähnten Minerale nicht beobachten kann. So ergibt z. B. ein Kalkstein von Petrovo selo in Wasser gekocht eine sehr deutliche Reaktion auf Anhydrit resp. Schwefelsäure".

Man könnte mir zwar vorwerfen, daß sich diese Untersuchungen auf Kalksteine (und Dolmite) und nicht auf Bauxite beziehen. Dieser Einwand wäre jedoch unbegründet. Das Hauptaugenmerk meiner Carbonatuntersuchungen richtete sich auf den unlöslichen Rückstand (also jenes, was die Terra rossa und den Bauxit bildet). In diesem unlöslichen Rückstand mußte ich oft Anhydrit oder Gips mittels der mikrochemischen Reaktionen aufsuchen. So fand ich in einem Kalkstein von Benkovac bei Fužine eine bedeutende Menge von Anhydrit, von dessen Indentität ich mich auch durch mikrochemische Reaktion überzeugen konnte. Die Ausführungsart dieser Reaktion habe ich in meiner oben zitierten Arbeit „Die Kalksteine etc." beschrieben, und zwar folgendermaßen: „Zu diesem Zwecke löste ich ein Stück des Kalksteins in Essigsäure, sammelte den unlöslichen Rückstand auf dem Filter und wusch denselben so lange mit Wasser, bis keine Reaktion auf Calcium mehr zu beobachten war (wovon ich mich spektroskopisch überzeugte). Diesen unlöslichen Rückstand kochte ich längere Zeit im Wasser (beiläufig 24 Stunden); dann wurde abfiltriert und das Filtrat konzentriert. Einige Tropfen dieses Filtrates wurden auf ein Objektgläschen gebracht, auf dem bei dem Eintrocknen der Flüssigkeit Anhydrit in Form winziger Sphärokriställchen und säulenförmiger, gestreckter Kriställchen entstand. Im Filtrate wurden außerdem noch spektroskopisch Calcium und mittels Chlorbaryum Schwefelsäure nachgewiesen" (p. 677). Also auch hier wurde der unlösliche Rückstand untersucht.

Der Grund, warum ich annehme, daß der SO_3-Gehalt im Sporogelit nicht als eine adsorbierte Substanz vorhanden, sondern an Calcium gebunden ist, ist folgender: ich konnte in vielen Fällen im unlöslichen Rückstand mikroskopisch Anhydrit konstatieren. So fand ich z. B. im unlöslichen Rückstande eines Kalksteines von Bakarac im kroatischen Küstenlande Anhydrittäfelchen. Ein solches Anhydrittäfelchen zeigt Fig. 1.

Was die Phosphorsäure betrifft, so glaube ich, daß sie von

[1] Annales géol. d. l. Penins. balcanique. 6. H. 2. p. 615.

Apatit herrührt, welchen ich öfter im unlöslichen Rückstand und in der Terra rossa fand. Fig 2 gibt uns ein Apatitkriställchen aus der Terra rossa von Grobničko polje (kroat. Küstenland).

Fig. 1. Ein Anhydrittäfelchen aus dem unlöslichen Rückstande eines Kalksteines von Bakarac im kroatischen Küstenlande. Vergr. 127.

Fig. 2. Ein Apatitkriställchen aus der Terra rossa von Grobničko polje im kroatischen Küstenlande. Vergr. 127.

Daß die Titansäure von Titanmineralien, hauptsächlich vom Rutil, stammt, brauche ich nicht zu beweisen, da diese Minerale regelmäßig im Bauxit vorkommen. Man braucht nur Bauxit in

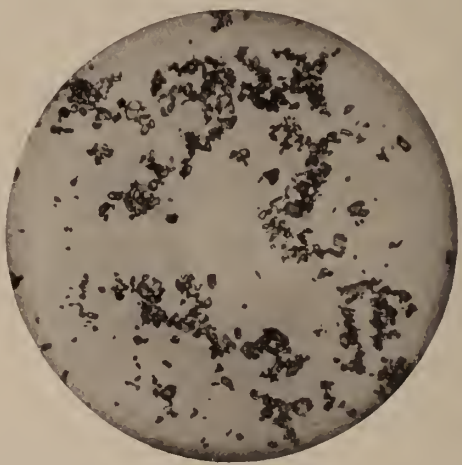


Fig. 3. Zirkonkriställchen im unlöslichen Rückstande eines Bauxits von Grgin brijeg im Velebit. Bauxit gelöst in Fluorwasserstoffsäure (und Schwefelsäure). Vergr. 133.

HF aufzulösen, um zu sehen, daß der Rutil ein regelmäßiger Bestandteil dieses in HF unlöslichen Rückstandes ist.

Daß die Meinung, Bauxit sei „eine homogene und isotrope Masse", unberechtigt ist, zeigt uns schon Fig. 3. Ich verfertigte

von einem Bauxit von Grgin brijeg (im Velebit) einen Dünnschliff, u. d. M. jedoch sah ich nur eine gänzlich „homogene" und isotrope Masse. Auch als ich etwas von diesem Bauxit pulverte und davon ein Präparat für die mikroskopische Untersuchung herstellte, sah ich u. d. M. nur „homogenen" und isotropen Sporogelit. Von anderen Mineralen keine Spur! Und doch blieb mir, als ich dieses Pulver in HF (mit H_2SO_4) löste, eine beträchtliche Menge von Zirkon (siehe Fig. 3). Auch die chemische Analyse zeigt, daß in diesem Bauxit Zirkonsäure vorkommt. Wäre denn die Behauptung, daß diese Zirkonsäure im Bauxit adsorbiert sei, nur deshalb begründet, weil sich u. d. M. „eisenreiche Bauxite als eine vollkommen homogene und isotrope Masse erweisen?" Nein, denn wir können auf optischem Wege, ich betone es nochmals, nicht immer konstatieren, ob eine Substanz homogen ist oder nicht[1].

Was die Identität der Terra rossa und des Bauxits betrifft, an welcher Identität Lazarević zweifelt, behaupte ich, daß nach solch deutlichen Beweisen, wie ich sie in meiner Arbeit über Terra rossa und Kišpatić in seiner Arbeit über Bauxite veröffentlichte, es nicht nötig ist noch weiter darüber zu verhandeln.

Zagreb (Agram) Min.-petrogr. Institut, 1913.

---

[1] Etwas Analoges erwähnt A. G. Miele (Über die Halit- und Sylvinmischungen der vesuvischen Fumarolen. Rendiconte R. Accad. Szienze Fis. Mat. die Napoli 1910. p. 235.), welcher fand, daß von acht sehr schönen, wasserhellen, anscheinend vollkommen homogenen Sylvinkristallen, fünf Kristalle nur nicht mit Sicherheit bestimmbare Na Cl-Spuren, während die drei anderen 3,1 %, 4,3 % und selbst 8,1 % Na Cl enthielten. Um festzustellen, ob das Natriumchlorid in den erwähnten Kristallen gelöst oder nur sehr fein beigemengt war, bereitete Miele eine Mischung von Bromoform und Toluol mit dem spez. Gewicht 2,10, welches zwischen dem des Na Cl (2,17) und des K Cl (1,99) liegt. Das Pulver der drei Kristalle wurde in der Flüssigkeit eingetragen und immer fiel eine kleine Menge Pulver zu Boden. Ihre Prüfung zeigte, daß es aus reinem Natriumchlorid bestand. Es zeigte sich also, daß die untersuchten Kristalle, trotz ihres homogenen Aussehens, das Natriumchlorid nur als sehr feine mechanische Beimischung enthielten. (Aus dem Referat Zambonini's in Zeitschrift für Kristallographie und Mineralogie. 52. p. 317.)

Zur Verdeutschung des Wortes „Drumlin".

Von **E. Geinitz** in Rostock.

In der norddeutschen Diluviallandschaft sind besonders in der Nähe der Endmoränen Drumlins häufig. Ihr Auftreten hatte auch, ehe man ihre Natur erkannt hatte, bereits zu der Bezeichnung „bucklige Welt" Veranlassung gegeben. Ich hatte sie (dies. Centralblatt 1912. p. 165) unter dem 2. Januar 1912 als „Rückenberge" bezeichnet, während J. Korn (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 34. I. p. 191) unter dem 8. März 1913 die Bezeichnung „Schildrücken" vorschlägt. Von Interesse war mir kürzlich, als ich derartige Hügel mit dem plattdeutschen Ausdruck „Drümmel" bezeichnen hörte. Man nennt mit dem Worte Drümmel hierzulande einen „Haufen", der sich abhobt (ein Drümmel von Buschwerk, auch ein Drümmel tierischer Exkremente). Offenbar liegt hier eine sprachliche Verwandtschaft des niederdeutschen Wortes mit dem englischen vor und es würde sich hiernach rechtfertigen, wenn wir das deutsche Urwort „Drümmel" als Bezeichnung für unsere „drumlins" anwenden würden. Rückenberg (im Gegensatz zu Wallberg, Os) und Schildrücken sind zwar auch treffende Bezeichnungen, wenn man aber wünscht, den bereits eingebürgerten Terminus Drumlin beizubehalten, so würde unser „Drümmel" einen glücklichen Kompromiß darstellen.

Rostock, 15. September 1913.

Ueber die Entstehung tertiärer Quarzite bei Herschbach im Westerwald.

Von **K. Endell** in Berlin.

Die geologische Lagerung und mineralogische Konstitution tertiärer Quarzite wurden von A. Plank[1] für hessische und rheinische, von W. Schubel[2] für sächsische Vorkommen beschrieben. Da diese Quarzite meist in ihrer Lagerung gestört und in lose Blöcke aufgelöst sind, kann über die Art ihrer Entstehung nichts Sicheres ausgesagt werden. In Westdeutschland heißen sie daher auch Findlingsquarzite, in Sachsen Knollensteine. In den seltenen Fällen, wo sie als feste Bänke anstehen, werden sie gewöhnlich von Ton überlagert und gehen im Liegenden in Sand über. In Sachsen befinden sich häufig Braunkohlenflöze über den Tonen bezw. Quarziten. Auf Grund dieser Lagerungsverhältnisse wird von den ge-

[1] A. Plank, Petrographische Studien über tertiäre Sandsteine und Quarzite. Diss. Gießen. 1910. p. 1—43.

[2] W. Schubel, Über Knollensteine und verwandte tertiäre Verkieselungen. Zeitschr. f. Naturw. 83. 1911. p. 161—196.

nannten Forschern angenommen, daß aus überlagernden Silikatgesteinen infolge von Zersetzung freiwerdende Alkalisilikatlösungen von oben her in Sand infiltriert wären und diesen verfestigt hätten. Wenn auch der analytisch-chemische Nachweis an einem geeigneten Profil bisher nicht erbracht wurde, so hat doch diese Bildungsart sehr viel Wahrscheinlichkeit für sich. Daß kohlensäurehaltige Wässer aus feldspatführenden Gesteinen Kieselsäure und Alkalien herauslösen, ist durch die Versuche von G. Forchhammer (1835), J. J. Ebelmen (1845), W. B. und R. E. Rogers (1848), G. Bischof (1854), D. H. Rogers (1858), R. Müller (1877), G. P. Merrill (1897) und vielen anderen[1] bewiesen und mit Ton- bezw. Kaolinentstehung in Zusammenhang gebracht worden[2]. Die zur Zersetzung der Silikatgesteine notwendige Kohlensäure ist sowohl in den Atmosphärilien als auch in möglichen Moorwässern vorhanden.

Unter der liebenswürdigen Führung von Herrn Dr. Fuchs-Bendorf konnte ich die tertiären Quarzite bei Herschbach im Westerwald studieren, die dort an primärer Lagerstätte liegen. Da die an günstigen Profilen gewonnenen Schlüsse, die durch chemische Analysen wirksam unterstützt wurden, die Vermutungen Plank's und Schubel's bezüglich der Entstehungsart tertiärer Quarzite rechtfertigen, so seien sie kurz mitgeteilt. Die

---

[1] G. Forchhammer, Pogg. Ann. **35**. 1835. p. 331; J. J Ebelmen, Ann. d. Mines. 4. Sér. **7**. 1845. p. 45 und ebenda **12**. 1847. p. 627; W. B. und R. E. Rogers, Am. Journ. Sci. 2. Ser. **5**. 1848. p. 401; G. Bischof, Chem. u. Phys. Geol. **1**. 1854. p. 61; D. H. Rogers, Geol. Surv. of Penns. Rept. 1858. p. 700; R. Müller, Min. Mitt. 1877. p. 31; G. P. Merrill, Rocks, Rock Weathering and Soils. 1897. p. 234, neue Ausg. 1906, worin sich weitere Literatur findet.

[2] Eine Durchsicht der sehr zahlreichen Literatur und der Analysen frischer und tonig zersetzter Gesteine desselben Fundortes zeigt, daß bereits seit mehr als 20 Jahren die Tonentstehung aus Silikatgesteinen, auch rein analytisch, ziemlich genau untersucht ist. Diese in großer Anzahl vorliegenden älteren Arbeiten wurden von H. Stremme, der 1908 (Zeitschr. f. prakt. Geol. **16**. 1908. p. 251—254) die etwas in Vergessenheit geratene Kohlensäuretheorie der Kaolinisierung wieder aufgriff, (wohl aus Unkenntnis) nicht erwähnt. Auch auf den von H. Stremme oft betonten genetischen Zusammenhang von Kaolinen mit Mooren (der nebenbei bemerkt für die meisten, z. T. recht ausgedehnten nordamerikanischen Kaolinlagerstätten nicht zutrifft, vergl. H. Ries, N. C. Geol. Surv. Bull. **13**. 1897. p. 60. und Wisc. Geol. Surv. Bull. **15**. 1906) ist bereits von E. Mitscherlich (Lehrb. d. Chem. I. **1**. 1835. p. 140), F. Hochstetter (Sitzber. d. Akad. Wiss. Wien. **20**. 1856. p. 13), A Julien (Am. Assn. Adv. Sci. Proc. **28**. 1879. p. 311—410) und besonders von E. Ramann (Bodenkunde. 1905) hingewiesen worden. Hinsichtlich des nach dem eben Gesagten abzulehnenden Prioritätsanspruches des Herrn Stremme vergl. auch die scharfe Zurückweisung, die A. Himmelbauer (Fortschr. d. Min. **3**. 1913. p. 38) veröffentlicht hat.

hier angenommene Dynamik der Quarzitentstehung ist voraussichtlich von allgemeinerer Bedeutung.

Die untersuchten Quarzitbrüche liegen etwa 1 km westlich des Ortes Herschbach. An verschiedenen Stellen aufgenommene Profile lassen sich folgendermaßen schematisch wiedergeben.

Schematisches Profil des Quarzits bei Herschbach.

a)	2,3 m	diluvialer Sand.
b)	1 „	braunrotes, tonig zersetztes Eruptivgestein.
c)	0,1—0,4 „	grünlicher Ton.
d)	0,05 „	brauner Streifen.
e)	0,2—0,3 „	bröckliger Quarzit, übergehend in
f)	0,5—4,0 „	Quarzit, feste Bank, übergehend in
g)	Liegendes	reiner Sand.

Herr Dr. Fuchs war so liebenswürdig, Proben von b), c), e), f) analysieren zu lassen. Die Analysen ergaben folgendes:

	b	c	e	f
SiO_2	56,73	63,14	95,01	98,36
Al_2O_3	23,32	23,16	4,60	1,06
Fe_2O_3	16,22	8,70	0,55	0,36
CaO	1.29	1,19	—	—
MgO + Alkalien als Differenz	2,44	3,81	—	—
Summe	100,00	100,00	100,16	99,78
Glühverlust . .	18,56	15,90	1,70	0,22

Die Mächtigkeiten des Profils wechseln stark, einzelne Schichten fehlen manchmal auch ganz. b) und c) entsprechen wohl einem der in der Umgegend zahlreich vorhandenen Eruptivgesteine, die unter dem Einfluß von kohlensäurehaltigen Wässern, vielleicht Braunkohlenwässern, in roten bezw. grünlichen Ton umgewandelt sind. Die vom Verf.[1] früher untersuchten, unter Braunkohlen zersetzten Basalte des Vogelsberges haben ein analoges Aussehen und ähnliche chemische Zusammensetzung. Bemerkenswert ist besonders die Fortführung der Alkalien als Silikatlösung, die in den anstehenden frischen Eruptivgesteinen leicht 8—10% ausmachen[2]. Einzelne stark zersetzte Mineralien des ursprünglichen Gesteins wie Augit und Feldspäte sind im Ton noch zu erkennen. Braunkohlen finden sich allenthalben im Westerwald und sind an dieser Stelle möglicherweise bereits erodiert. Von anderen Stellen wird öfters das Zusammenvorkommen von Findlingsquarziten bezw. Knollensteinen mit Braunkohlen beschrieben. Da infolge der redu-

[1] K. Endell, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXI. 1910. p. 1—54.

[2] Vergl. die Analysenzusammenstellung von Eruptivgesteinen aus dem Westerwald bei H. Schneiderhöhn, Jahrb. K. preuß. geol. Landesanstalt 1909. II. p. 307.

zierenden Wirkung der Kohlensäurewässer die Eisenverbindungen des zersetzten liegenden Gesteins stets in der Oxydulform auftreten und daher grün sind, so wird die rote Farbe des darüber lagernden Tones auf nachträgliche Oxydation zurückzuführen sein. Der erheblich höhere Eisengehalt des braunen Tones dürfte mit der geringeren Löslichkeit der Eisenoxydverbindungen zusammenhängen.

Darunter findet sich ein stark bröckliger Quarzit, der stetig in stahlharten Quarzit mit muschligem Bruch übergeht. Dieser muß hier häufig mit Dynamit gesprengt werden. Der feste Quarzit geht wieder stetig in reinen Sand über. An einer Stelle war über dem liegenden Sand noch eine etwa 0,1 m dicke Braunsteinschicht vorhanden. Analoge Profile konnte ich an mehreren Stellen beobachten, während an anderen die festen Quarzite in loses Blockwerk aufgelöst waren.

Über die Art der Entstehung dieser Quarzite lassen sich aus der geologischen Lagerung und den chemischen Analysen folgende Schlüsse ziehen. Die Verkieselung der Sande zu Quarzit hat von oben nach unten stattgefunden. Die zur Verkieselung notwendigen Mengen Kieselsäure wurden als Alkalisilikatlösungen zugeführt, die durch Kohlensäurewässer aus den überlagernden Eruptivgesteinen herausgelöst waren. Die Eruptivgesteine wurden dabei gleichzeitig in fast alkalifreie Tone umgewandelt. Die Alkalisilikatlösungen drangen in den liegenden Sand ein. Nachdiffundierende Kohlensäure füllte die Kieselsäure als Gel und entführte die Alkalien in Form von Alkalicarbonaten. Die zurückbleibende Kieselsäure hat sich dann im Lauf der Zeit infolge von Innenschrumpfung[1] und Kristallisation verfestigt und als Zement die Sandkörner eingebettet. Die Mächtigkeit der Quarzite würde dann der Reichweite der Infiltration der Alkalisilikatlösungen entsprechen.

Einen ähnlichen Gedankengang bezüglich der Entstehung der Braunkohlenquarzite verfolgte bereits 1889 C. Simon[2], der folgendes lehrreiche Experiment anstellte. „Pulverisiert man ‚Kasseler Braun', d. i. braunkohlige Humusstoffe zusammen mit Quarzsand und übergießt das Gemenge auf einem Filter mit reinem Wasser, so tropft dieses kristallhell und ohne die mindeste Färbung durch, fügt man aber dem Wasser etwas kieselsaures Alkali, z. B. aufgelöstes Wasserglas hinzu, so färbt sich das Filtrat sofort intensiv braun unter gleichzeitiger Ausscheidung von amorpher Kieselsäure (wohl infolge der sich entwickelnden stärkeren Kohlensäure. K. E.),

[1] Dieser von R. E. Liesegang (Kolloid-Zeitschr. VII. 1910. p. 307) geprägte Ausdruck ist in seinem Buch: Geologische Diffusionen, 1913. p. 101 und 132, näher erläutert.

[2] C. Simon, Entstehung von Quarziten der Braunkohlenformation. Bericht d. Vereins f. Naturk. zu Kassel. 1889. p. 86—88.

welche an Stelle des sich auflösenden Kasseler Brauns tritt und zwischen den Sandkörnern zurückbleibt, diese verkittet und so Quarzit bildet." Simon nimmt an, daß die zur Quarzitbildung notwendigen Alkalisilikatlösungen aus zersetzten feldspatreichen Gesteinen stammen, in bituminöse Sande einsickern und die obigen Wirkungen hervorbringen. Ob die zur Ausfüllung der Kieselsäure aus den Alkalisilikatlösungen erforderliche Kohlensäure hinzudiffundiert ist oder aus bereits vorhandenen Humusstoffen freigemacht wurde, läßt sich jetzt schwerlich entscheiden.

Die Quarzite von Herschbach entsprechen u. d. M. vollkommen den von A. Plank beschriebenen Zementquarziten. Z. T. korrodierte Quarzkörner lagern in einem sehr feinen kieseligen Zement, dessen mineralogische Natur mikroskopisch nicht aufgelöst werden kann. Färbt man uneingedeckte Schliffe mit wässeriger Fuchsinlösung, so nimmt nur der Zement, gerade so wie Chalcedon, den Farbstoff an und behält ihn auch nach zwölfstündigem Auswässern. Aus dem zwischen den Sandkörnern ursprünglich vorhandenen Kieselsäuregel ist vermutlich im Laufe der Zeit auf dem Wege über Opal Chalcedon oder faseriger Quarz entstanden. Die mineralogische Konstitution steht also mit der angenommenen geologischen Bildungsart in Einklang.

Diese tertiären Zementquarzite von Herschbach sind für die feuerfeste Industrie von großer Bedeutung. Aus ihnen werden die besten ca. 96—97 % SiO_2 enthaltenden Silikasteine angefertigt, die zur Auskleidung der heißesten Stellen der Siemens-Martin-Stahlöfen dienen. Die körnigen, devonischen Coblenzquarzite eignen sich trotz gleicher chemischer Zusammensetzung dafür nicht, da bei ihnen die Umwandlungsgeschwindigkeit des Quarzes in Cristobalit und Tridymit oberhalb 1000° zu gering ist. Auf diese Verhältnisse bin ich an anderer Stelle ausführlich eingegangen[1]. Dort wird auch auf Grund der neuesten Untersuchungen[2] ein Zustandsdiagramm des Kieselsäureanhydrids gegeben, dessen stabiles

$$\text{Schema: } \alpha\text{-Quarz} \xrightarrow{575^\circ} \beta\text{-Quarz} \xrightarrow{\text{ca. } 900^\circ} \beta\text{-Tridymit} \xrightarrow{\text{ca. } 1470^\circ} \beta\text{-Cristobalit} \xrightarrow{1685^\circ}$$

$\rightarrow SiO_2$-amorph gerade in den monatelang hohen Temperaturen ausgesetzten Silikasteinen realisiert wird[3].

Berlin, Eisenhüttenmännisches Laboratorium der Technischen Hochschule, Juli 1913.

---

[1] Stahl und Eisen 1913.

[2] K. Endell und R. Rieke, Zeitschr. f. anorg. Chem. **79**. 1912. p. 239—259 und C. N. Fenner, Journ. Washington Acad. 1912. p. 471—480.

[3] Vergl. dazu die Abbildung 7 meines Aufsatzes in Stahl und Eisen. 1912. p. 392—397.

Die Packung losen Sandes.

Von **Fritz Noetling** in Hobart (Tas.).

Im 8. Hefte dieser Zeitschrift finden sich zwei Aufsätze, deren einer eine merkwürdige Illustration des andern ist. Ich meine Herrn Moxsen's Mitteilung „Über die Packung tertiärer, diluvialer und rezenter Sande", und Herrn Semper's Aufsatz: „Zur eocänen Geographie des nordatlandischen Gebietes". Mit den vergleichenden Details will ich mich hier nicht befassen, das überlasse ich dem Leser, wohl aber möchte ich Herrn Moxsen's Ansichten etwas näher betrachten. Herrn Moxsen's Aufsatz ist wohl als eine „vorläufige" Mitteilung zu betrachten; obschon der Verf. dies nicht direkt sagt, so geht dies doch aus dem Sinne hervor. Mit einer vorläufigen Mitteilung soll man zwar nicht allzuscharf ins Gericht gehen, denn der Verf. reserviert sich das Recht, seine Ansichten vor Abschluß der endgültigen Arbeit noch erheblich zu modifizieren. Immerhin wenn die auf Seite 245 ausgedrückten Ansichten als das Endresultat der Untersuchungen anzusehen sind, so muß man noch viel eingehendere Begründungen abwarten, als die Mittelwerte des Porenvolumes, bevor man dieselben endgültig akzeptieren kann[1].

Ich habe mich Ende der achtziger Jahre bereits mit der Packung losen Sandes beschäftigt, als ich gelegentlich meiner Untersuchung des Petroleumvorkommens in Birma die Quantität Petroleum zu bestimmen suchte, die sich theoretisch in einem gegebenen Volum losen Sandes befinden kann. Hierbei wurde von etwaiger Absorption abgesehen und nur die Quantität, welche sich zwischen den einzelnen festen Mineralkörnern finden könnte, zu bestimmen gesucht. Leider sind andere Arbeiten dazwischen gekommen und die Arbeit blieb liegen. Ich kam nur so weit, als ich feststellte, daß theoretisch bei losester Packung die Zwischenräume oder Poren 47,5 %, bei denkbar festester Packung 25,9 % des Gesamtvolumens betrugen, wobei, und das ist der wichtigste Punkt, das prozentuale Gesamtvolum der Zwischenräume sich immer gleich blieb, von welcher Größe auch die einzelnen Körner waren, vorausgesetzt, daß alle regelmäßig und von gleicher Größe waren. Theoretisch ist also das Gesamtvolum der Zwischenräume (Porosität) einer Volumeinheit ufernahen groben Gerölles von, sagen wir 2 cm Durchmesser, die gleiche wie die eines uferfernen Sandes von 0,2 mm. Aus der Packung, d. h. aus der Bestimmung des Porenvolumens, wäre demnach nicht so ohne weiteres zu schließen, ob die betreffende Ablagerung der ufernahen Litoralzone angehört oder nicht.

Nun liegt zwischen den beiden theoretischen Grenzen von 25,9 % und 47,5 % ein weiter Spielraum, und selbst der Mittelwert 36,2 % ist wenig zufriedenstellend (das Gesamtmittel aus

[1] Die „uferferne" Litoralzone ist wohl ein Druckfehler.

Monsen's 17 Beobachtungen ergibt 39,1 %, eine Zahl, die dem theoretisch errechneten Mittelwerte allgemein sehr nahe kommt). Allein in der Natur haben wir es wohl schwerlich irgendwo mit Körnern zu tun, die alle von genau gleicher Größe sind. Wie die mechanischen Bodenanalysen hinlänglich genug beweisen, so sind Körner oft von recht verschiedener Größe in einem scheinbar sehr homogenen Sande vorhanden.

Nun hat in der Zwischenzeit Warrington[1] weitere Untersuchungen ausgeführt und bewiesen, daß, wenn bei theoretisch engster Packung die Zwischenräume durch eine andere Anzahl Kugeln von geringerem Durchmesser als die primären ausgefüllt würden, diese auf 6,7 % des Gesamtvolumens reduziert würden, und wenn dieser Prozeß nur noch einmal wiederholt würde, so würden die Zwischenräume auf 1,7 % reduziert. Mit andern Worten, 1000 ccm eines derartigen Sandes würden theoretisch nur 17 ccm Wasser enthalten, während dieselben 475 cbm enthalten würden, wenn sie aus durchaus gleichartigem Material beständen. Da wir es aber in der Natur sicherlich mehr mit Material, das nach ersterer als nach letzterer Art zusammengesetzt ist, zu tun haben, so ist das ein Faktor, der sehr zu berücksichtigen ist. Namentlich bei theoretischen Untersuchungen. Ferner hat Warrington nachgewiesen, daß die Quantität Wasser, die im Boden zurückgehalten wird, von der Größe der einzelnen Partikelchen abhängt, aber **nicht von der Größe der Zwischenräume.** Also je kleiner die Partikelchen, um so mehr Wasser vermag der Boden aufzusaugen und zurückzuhalten. Diese Beobachtung ist übrigens nicht neu und bereits im Jahre 1840 durch den Rev. W. L. Rham of Winkfield gemacht wurden[2]. Ob dies tatsächlich die älteste Beobachtung ist, vermag ich mangels einschlägiger deutscher Litteratur nicht zu sagen. Ich erwähne dies nur deswegen, damit mir nicht irgend jemand triumphierend Litteraturunkenntnis vorwirft. An sich ist es ja auch unwichtig, wer zuerst auf diese Eigenschaft des Bodens aufmerksam gemacht hat, es genügt, daß diese seit nahezu 75 Jahren bekannt ist.

Daraus kann man schließen, daß, wenn Monsen bei frisch aufgewehtem Dünensand ein Porenvolum von 46 % findet, das also dem theoretischen Maximum ungemein nahekommt, daß entweder alle Sandkörner fast genau gleich groß sind, oder daß der Dünensand aus ungemein feinen Partikeln besteht, die eine große Quantität Wasser zurückhalten. Eine gewisse Bestätigung dieser Tatsache findet man in Monsen's Zahlen selbst; die groben Sande haben, mit Ausnahme des vom Zipfelberge, ein geringeres Poren-

[1] Lectures on Some of the Physical Properties of Soil. 1900.

[2] An Essay on the Simplest and Easiest Mode of Analysing Soils. Roy. Agric. Soc. 1840. I. p. 46.

volum, als die feinen Dünensande, und selbst bei den letzteren wird man bemerken, daß am Fuß der Düne, wo naturgemäß das gröbere Material liegt, das Porenvolum geringer ist, als höher hinauf, wo sich der feinere Sand findet.

Herr Monsen muß noch weitere gewichtigere Beweise beibringen, bevor seine Angabe, daß marine Sande, die nicht der (uferfernen) Litoralzone angehören, fester gepackt sind, als solche der Litoralzone. Das gleiche gilt für die Süßwasserablagerungen. Zum allermindesten müssen seine Untersuchungen des Porenvolumens durch eine mechanische Analyse des betreffenden Materiales unterstützt werden, denn nur so lassen sich die einzelnen Sandarten miteinander vergleichen.

Einen Schluß aus dem ursprünglichen Porenvolum von Sandsteinen, über deren Entstehung als küstennahe oder küstenferne Ablagerungen machen zu wollen, halte ich für durchaus verfehlt. Wenn der *Labiatus*-Quader ein Porenvolum von 38,6 % besitzt, und der Quader von Dohna nur 32,7 %, so beweist das doch nur, daß ersterem wahrscheinlich eine größere Zahl von kleineren Körnern beigemengt sind als letzterem. Durch diese wird bei ersterem die Fähigkeit, eine größere Quantität von Wasser, als bei letztem zurückzuerhalten, hervorgerufen.

Herrn Monsen's mühevollen Untersuchungen scheinen mir nichts weiter als ein anderer Beweis des alten Erfahrungssatzes, daß küstenferne Ablagerungen feinkörniger sind als küstennahe, zu sein.

Eines endgültigen Urteiles über dieselben will ich mich vorläufig enthalten, namentlich da mir die Methode, nach welcher er die Porosität bestimmt hat, nicht bekannt ist. Verdienstlich sind ja solche Untersuchungen immerhin, aber um mit Semper zu reden: Tatsachen einerseits und Schlüsse, die zur Hälfte Hypothesen als Prämissen haben, erfordern wissenschaftlich eine ganz verschiedene Behandlungsweise.

Ueber das Vorkommen von Kohlensäure in Kohlenflözen.

Von Bergassessor Dr.-Ing. **G. Thiel.**

Im Anschluß an die Besprechung der Arbeit des Herrn Dr. Bruno Müller „Die Kohlenflözbildung als natürlicher Konservierungsvorgang“ (N. Jahrb. f. Min. etc. 1913. II. p. 315) möchte ich noch einige Bemerkungen vom bergmännischen und geologischen Standpunkte beifügen:

Verf. berichtet von der irrigen Ansicht Gintl's, der die Kohlensäure des berühmten Biliner Sauerbrunnens von Kohlenflözen ableitet. Obgleich ich dieser Ansicht, die übrigens schon früher in ähnlichen Fällen vertreten wurde (Liebig leitet die Kohlensäure der Kohlensäurequellen der Wetterau ebenfalls aus Kohlen — Braunkohlen — her, siehe Organ. Chem. 1841. p. 300),

ebenfalls scharf entgegentrete, möchte ich anderseits davor warnen, alle Kohlensäure, die man in Stein- und Braunkohlengruben findet, als aus dem Erdinnern stammend anzusehen. Die Kohlensäure enthaltenden schweren Wetter der Steinkohlenbergwerke bilden sich teilweise durch Oxydation der Steinkohle in alten Bauen; teilweise mag auch die Ausdünstung der gewöhnlich nur geringe Mengen von Kohlensäure (2—20 ccm in 100 g) enthaltenden Kohle zur Verschlechterung der Wetter beitragen. Nur örtlich und da, wo man einen Zusammenhang von Kohlensäure-Exhalationen mit den Flözen feststellen kann, sollte man von einem ursächlichen Zusammenhang von Kohlensäuregehalt der Flöze und Kohlensäure-Exhalationen reden. Natürlicherweise wird die nötige Feststellung durch Vorhandensein von Säuerlingen und Kohlensäurebläsern in Bergwerken sehr erleichtert. Hier ist dann eben eine Identität der Orte der Exhalationen mit den Stätten der Kohlenbildung erwiesen. Jedoch bleibt dann wieder die Zeitfrage, die von Dr. Bruno Müller angeregte Frage nach der Einwirkung der exhalierten Kohlensäure auf die Kohlenbildung offen. Es ist auch keineswegs nötig, daß es die exhalierte Kohlensäure ist, welche die Kohlenbildung gefördert hat. Kohlensäure bildet sich beim Kohlungsvorgange des Zellstoffs, also bei der Entstehung der Flöze selbst, nach der Formel: $C_6H_{10}O_5 + H_2O = 3CH_4 + 3CO_2$. Diese Kohlensäure allein könnte, indem sie auf den Mooren lagerte, den Kohlungsvorgang zu begünstigen leicht genügt haben. Jedenfalls steht die Voraussetzung, daß überall Kohlensäure-Exhalationen an den Orten und während der Bildung der Steinkohlenflöze stattgefunden haben, mit den im Kohlenbergbau gemachten Beobachtungen in entschiedenem Widerspruche. Weiterhin ist die vierte von Dr. Bruno Müller in seiner Arbeit aufgeworfene Frage, ob auch andere Anzeichen vorhanden sind, daß die Zeiten der Kohlenbildung auch Zeiten starker Exhalationen juveniler Kohlensäure gewesen sind und die Beantwortung dieser Frage von Interesse. Verf. schreibt es dem starken Kohlensäuregehalt der Lagunen und Gebirgsbecken der Kohlenzeiten und ihrer Zuflüsse, sowie der starken lösenden Wirkung des kohlensäurehaltigen Wassers zu, daß die an den Gebirgsrändern aufgelösten und abgeschwemmten und sodann den Kohlenbecken zugeführten Materialien, soweit es Kalke usw. waren, in Lösung blieben, während nur die unlösbaren Reste, Tone und Silikate, zu Boden sanken. Daher beständen die Zwischenschichten der Flöze meist aus Ton und Sandstein, während die gelösten Kalke (als Bicarbonate) in den Abflüssen dem Meere zugeführt wurden. In dem offenen Meere, das mit Kalk angereichert wurde, habe sich daher eine überaus üppige Meeresfauna entwickeln können. Daher sei auch zeitweise die Entstehung der organogenen Meereskalke beschleunigt worden. So finde man im Carbon die Familie der Fusuliniden mit ihren verhältnismäßig großen Formen,

so im Tertiär (in der entsprechenden Zeit der Braunkohlenbildung) die Nummuliten. So seien zu den Zeiten der Kohlenbildung, also im Carbon und Tertiär, die Bildung der großen mächtigen Kalkablagerungen des offenen Meeres zu erklären.

Wenn Verf. der Meinung ist, daß die Flöze meist in Tone eingebettet seien und höchstens Sandsteine enthalten, so sei, um die Verallgemeinerung der in Teilen von Europa gemachten Beobachtungen zu verhindern, auf die großen Kohlenbecken des Donez und des Innern Nordamerikas verwiesen, deren Mittel mächtige und ausgedehnte Kalkbänke (Fusulinenkalk) bilden. Ferner ist zu erwidern, daß die Riesenfusuliniden nicht carbonisch, sondern postcarbonisch sind, und daß die Nummuliten als Leitfossilien des Eocäns lange vor der Zeit der großen miocänen Braunkohlenbildungen auftreten und ihr Wachstum wohl anderen als den angeführten Ursachen, vor allem wohl einem sehr geeigneten warmen Klima, verdanken. Ferner hat der Verf. übersehen, daß die der Kreidegrenze angehörige Laramie-Liburnische-Garumnische Stufe der Vornummulitenzeit und die oligocän-miocäne Braunkohlenzeit der Nachnummulitenzeit zuzurechnen ist. Hiernach hängt die Nummulitenzeit und die Braunkohlenbildung überhaupt nicht zusammen. Auf die Unzulässigkeit, die Rolle von Nummuliten und Fusulinen gleichzusetzen, sei hier schon deshalb hingewiesen, weil auch bei der Erörterung des paläoklimatischen Problems die Verwechslung der Rollen der Nummuliten und Fusulinen zu irrigen Schlußfolgerungen Veranlassung gegeben hat. M. E. wird man durch die Ausführungen des Verf.'s veranlaßt, eine kohlensäurereiche Zeit in geologische Abschnitte teils vor teils nach der Bildung der Kohlenlager zu verlegen, so daß die erwähnten Zeitabschnitte benachbart wären, keinesfalls aber zusammenfielen. Für den Waldenburger Steinkohlenbezirk glaube ich bestimmt annehmen zu müssen, daß der Austritt der Kohlensäure aus dem Erdinnern zur Zeit der tertiären Gebirgsbewegung und vielleicht auch der mittelrotliegenden Porphyrausbrüche oder im Anschluß daran begonnen hat. Tertiäres Alter ist auch den in dem Steinkohlengebirge festgestellten vielfachen Verwerfungen zuzusprechen, deren einige den exhalierenden Kohlensäuregasen zum Austritt dienten und noch heute dienen und die Ursache für die in einigen der dortigen Bergwerke vorkommenden Kohlensäuregasausbrüche bilden. Hierüber wird, wie schon in der Besprechung bemerkt, demnächst in der Litteratur berichtet werden. Wenn der Verf. somit auch in den einzelnen Punkten m. E. nicht zu einwandsfreien Ergebnissen gelangt ist, so haben doch seine Ausführungen das Verdienst, auf das behandelte Problem hingewiesen zu haben, und sie werden auch weiterhin zu Erhebungen über die behandelten Fragen anregen.

Breslau, im Juni 1913.

Megalosaurus aus der Unterkreide der Dobrogea (Rumänien).

Von **J. Simionescu** in Jassy.

Mit 1 Textfigur.

Die geologischen Verhältnisse der südlichen Dobrogea sind ganz verschieden von denjenigen des nördlichen Teiles dieser transdannbischen Provinz Rumäniens [1]. Während in der nördlichen Gegend (Distrikt Tulcea) die paläozoischen (teilweise Devon) und triadischen Schichten vorherrschen und stark gefaltet sind, ist die südliche Gegend (Distrikt Constantza) eine alte, aus silurischen grünen Schiefern gebildete Abrasionsfläche, auf welcher schwach gefaltete, oberjurassische Schichten und kaum gestörte, transgredierende, cretacische und tertiäre Ablagerungen ruhen. Alle diese haben eine neritische Fazies.

An dem rechten Donauufer, bei Cernawoda und Cochirleni, kommen ansehnliche, fast horizontal geschichtete Bänke von Unterkreide zum Vorschein. Die ganze sehr reiche Fauna dieser Schichten besteht nur aus Steinkernen von Bivalven (*Diceras, Monopleura, Ichthyosarcolithes*), Gastropoden (*Pterocera, Natica, Nerinea*), Bryozoen und Korallen; Brachiopoden und Echiniden sind spärlich vertreten, während Cephalopoden (außer *Nautilus pseudoelegans* Orb.) ganz fehlen. Nach Macovei [2] gehört die ganze Schichtenserie, die mehr als 100 m dick ist, der Valendis- und Barreme-Stufe an.

In den gelblichweißen mergeligen Kalksteinen der oberen Schichten von Cochirleni, in der südlichen Nähe von Cernawoda, welche dem Barremien zuzuzählen wäre, wurden bis jetzt die einzigen Wirbeltierreste gefunden, und zwar ein Unterkieferfragment von *Coelodus* und der hier beschriebene Zahn von *Megalosaurus*.

Die mit Schmelz bedeckte Zahnkrone erreicht eine Länge von 0,09 m und eine Breite von 0,029 m. Von der Zahnwurzel ist nur ein kleines Stück erhalten. Die Form des Zahnes ist derjenigen einer Kopuliermesserklinge sehr ähnlich, weil nur die vordere Seite stärker gekrümmt ist, während die hintere geradlinig und nur unten wenig konkav ist. Der Zahn ist seitlich gedrückt mit scharfer Vorder- und Hinterseite. In der Halsregion ist aber die Vorderseite mehr abgeflacht, so daß hier der Querschnitt oval erscheint. Die Oberfläche ist glänzend, ohne bemerkbaren Längsstreifen; längs der hinteren Kante sieht man aber zahlreiche sichelförmige, schwache Querfalten. Nur in der Halsregion durchzieht eine solche Falte die ganze Breite des Zahnes. Die Vorder- und

[1] J. Simionescu, Le neocretacé de Babadag in Bull. d. l. section scient. de l'Académie Roumaine. **2**. No. 2. 1913.

[2] G. Macovei, La géologie de la Dobrogea méridionale in C. R. de l'Institut géologique de la Roumanie. **2**. 1913.

Hinterseite sind sehr fein gezähnt. Die Zacken sind vorne zahlreicher (30 auf 1 cm) als hinten (24 auf 1 cm), wo sie aber gröber sind. Sie steigen bis zum Zahnhalse ab.

Es ist natürlich sehr schwer, nach einem einzigen Zahne die Artbestimmung durchzuführen. *Megalosaurus Bucklandi*, die verbreitetste Art in Europa, besitzt Zähne, die in ihrer vollen Entwicklung viel gekrümmt gegen die Spitze und kleiner sind. Nach den Angaben von Huxley und Owen (Quaterly Journal. **25**. p. 313 und **39**. p. 338) hat der größte Zahn eine Krone von nur 0,068 m Länge. Pictet und nach ihm Sauvage nehmen als ein spezifisches Kennzeichen an, daß die Zacken der Vorderseite nicht weit von der Spitze endigen (vergl. auch Zittel, Paläontologie. 1911. p. 282. Fig. 426).

Fig. 1.
Megalosaurus cf. *superbus* Sauv. Unterkreide von Cochirleni (Rumänien) (Regional-Museum von Harschowa).

Viel größere Ähnlichkeit besitzt der hier beschriebene Zahn mit demjenigen, welchen Sauvage [1], als dem *Megalosaurus superbus* Sauv. angehörend, abbildete. Beide haben dieselbe Form, Länge und feine Zacken, die bis in die Halsregion absteigen.

Im allgemeinen stimmt die hier angegebene Figur vollkommen überein mit Fig. 3 (Pl. II) aus der erwähnten Arbeit, mit dem einzigen Unterschied, daß der Zahn von Louppy schlanker, während der von Cochirleni etwas breiter — bei derselben Länge — ist. Interessant ist aber nicht die Artbestimmung, sondern das Vorhandensein von einem Vertreter der Dinosauriergruppe in der Unterkreide Rumäniens, und daß der Verbreitungsraum des *Megalosaurus* dadurch um eine neue Lokalität größer wird.

[1] H. Sauvage, Recherches sur les Reptiles trouvées dans le Gault de l'est du bassin de Paris. Mém. soc. géol. France. 3. Sér. **2**. p. 10. Pl. II Fig. 3.

Besprechungen.

C. Doelter: Handbuch der Mineralchemie. 2. 2. Lieferung. Dresden bei Theodor Steinkopff. 1913. p. 161—320. Mit 1 Tafel und zahlreichen Textfiguren, Tabellen und Diagrammen.

Diese Lieferung enthält: Chemisch-Technisches über Quarzglas von M. Herschkowitsch; für weitere Ergänzungen wird auf die Nachträge am Schluß des 2. Bandes verwiesen. Chalcedon von H. Leitmeier; Achate von R. E. Liesegang; Tridymit und Cristobalit von C. Doelter; Kieselsäuren, Allgemeines, von A. Himmelbauer; Kieselsäuren, künstlich dargestellt von G. Tschermak; Opal nebst zwei Anhängen über Tripelerde und Tabaschir, sowie Melanophlogit von H. Leitmeier; Silikate, Einteilung von C. Doelter; Analysenmethoden der Be-Silikate von † M. Dittrich; Lithium-, Natrium- und Kaliumsilikate, Beryllium- und Magnesiumsilikate von C. Doelter; Analysenmethoden von Olivin und Humit von † M. Dittrich; Olivin von C. Doelter und Humitgruppe von Hj. Sjogren. Der zweite Band wird die sämtlichen Silikate behandeln. Vom dritten Band ist bereits die erste Lieferung erschienen. Max Bauer.

E. Weinschenk: Petrographisches Vademecum. 2. verbesserte Auflage. Freiburg i. Br., Herder'sche Verlagshandlung. 1913. 210 p. Mit 1 Tafel und 101 Textfiguren.

Die erste im Jahre 1907 erschienene Auflage ist in diesem Centralblatt 1908, p. 20, besprochen worden. Die Einteilung ist genau die gleiche geblieben, doch sind im einzelnen vielfach Verbesserungen nach dem neuesten Standpunkt der Wissenschaft zu konstatieren. Dabei hat nur eine geringe Zunahme der Seitenzahl (um 2) stattgefunden, damit die Handlichkeit und der Gebrauch auf Exkursionen nicht gefährdet werde. Auch die Figurenzahl ist nur um 3 gewachsen. Erreicht wurde dies dadurch, daß Zusätze durch Abstriche weniger wichtiger Stellen kompensiert wurden. Das kleine Buch hat dadurch jedenfalls an Brauchbarkeit gewonnen. Max Bauer.

Personalia.

Berufung: Prof. Dr. Franz Kossmat in Graz nach Leipzig als Nachfolger von Prof. Stille.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ueber Augit und Wollastonit in Hochofenschlacken.

Von **F. W. Rüsberg** in Münster i. W.

Bei Gelegenheit der Untersuchung einer größeren Zahl von olivin- und melilithführenden Schlackenstufen [1] fand ich auch einige augit- und wollastonitführende Stufen, über deren Untersuchung ich im folgenden berichte.

I. Augit.

Die nachstehend beschriebenen Stufen von künstlichem Augit verdanke ich Herrn Prof. Dr. Aulich in Duisburg. Sie entstammen einem Siemens-Martin-Ofenbruch eines Duisburger Hüttenwerkes. Die Stufen stammen von den verschiedensten Stellen des Ofenbruches und zeigen in ihrem äußeren Aussehen einige Verschiedenheit voneinander. Aus diesem Grunde wurde auch eine gesonderte Beschreibung der einzelnen Stufen vorgenommen.

Stufe 1. (No. 41 meiner Sammlung, No. R 41 der Duisburger Hüttenschule.)

In einem Hohlraume sitzen eine Anzahl frei entwickelter, glänzender Kristalle, welche eine Größe bis zu 4 mm erreichen. Die Farbe der Kristalle ist braunrot mit einem violetten Schimmer. Nur wenige, ganz dünne Kriställchen sind mit braunroter Farbe durchscheinend. Die auftretenden Formen sind ∞P (110), $\infty P\infty$ (100), $\infty P\infty$ (010), $P(\bar{1}11)$ und $2P(\bar{2}21)$. Alle Kristalle sind nach der c-Achse gestreckt. Der Habitus der Kristalle ist teils säulig, teils dünntafelig nach dem Klinopinakoid. Manche Säulen zeigen infolge des Auftretens von ∞P, $\infty P\infty$ und $\infty P\infty$ einen scheinbar ditetragonalen Querschnitt. P und 2P sind in manchen Fällen gleichmäßig entwickelt, in den meisten Fällen dagegen ist 2P stärker ausgebildet. Die Endflächen liefern im Goniometer wenig gute Reflexe. Zwillingsbildung nach $\infty P\infty$ ist sehr häufig.

Die Ebene der optischen Achsen ist die Symmetrieebene. Die Auslöschungsschiefe auf dem Klinopinakoid beträgt ca. 50^0 im stumpfen Winkel β. In Schliffen nach dem Klinopinakoid war Pleochroismus nicht wahrzunehmen. Prismatische Spaltbarkeit tritt genau wie bei dem natürlichen Augit auf. Die Grundmasse, aus der die Kristalle sich ausgeschieden haben, besteht zum größten Teile aus Augit mit zahllosen Einschlüssen von Magneteisen, welches in sehr schönen und scharfbegrenzten Oktaedern auftritt. Der

[1] F. W. Rüsberg, Mineralog.-chem. Untersuchungen an Olivin- und Melilithkristallen in Hochofenschlacken. Diss. Münster 1912.

Augit der Grundmasse ist mit lichtgelblichbrauner Farbe durchsichtig. An einzelnen Stellen finden sich Partien von saftgrünem Augit.

Eine chemische Analyse ließ sich aus Mangel an Material nicht ausführen. Soviel ließ sich aber qualitativ nachweisen, daß wir es hier mit einem sehr eisenreichen, MnO führenden Augit zu tun haben. Bereits beim Behandeln des Pulvers mit konz. Salzsäure in der Kälte wurden bedeutende Mengen Eisen in Lösung gebracht. Das spezifische Gewicht ist sehr hoch. Ein an Einschlüssen ziemlich freies Kristallsplitterchen sank in Methylenjodid bei 5° C sehr rasch zu Boden.

Die Messungen im Reflexionsgoniometer ergaben die in der Tabelle auf p. 691 verzeichneten Werte (die Größe der gemessenen Kristalle betrug ca. $\frac{1}{2}$—1 mm).

Stufe 2. (No. 66 meiner Sammlung, No. R 42 der Duisburger Hüttenschule.)

Die Stufe führt eine große Zahl von frei entwickelten Kristallen von rostbrauner Farbe, welche eine Größe bis zu 1 cm erreichen. An Begrenzungen treten in der Prismenzone ∞P (110), $\infty P\infty$ (100) und $\infty P\infty$ (010) auf. Die Kristalle sind teils säulenförmig, teils tafelig, aber nicht wie die Kristalle der vorigen Stufe nach dem Klino-, sondern nach dem Orthopinakoid. An Endigungen finden sich an einigen sehr winzigen Kristallen P und 2P, aber fast stets skelettartig ausgebildet. Die einzelnen Kristallindividuen sind vielfach palissadenförmig aneinandergelagert. Nur wenige, ganz dünne Kriställchen zeigen Glasglanz und sind an den Kanten durchscheinend. Die Ebene der optischen Achsen ist auch hier die Symmetrieebene. Ein Kristall, nach der Tafelfläche angeschliffen, zeigt gerade Auslöschung. Im konvergenten polarisierten Lichte erhält man bei gekreuzter Stellung der Nicols den Austritt eines Achsenpoles am Rande des Gesichtsfeldes. Pleochroismus ist deutlich wahrnehmbar, und zwar ist b = rötlichbraun, c = a = rötlichgelb.

An manchen Stellen hat eine Zersetzung des Augites begonnen, denn man beobachtet vielfach eine Absonderung von Fe_2O_3 auf unregelmäßig die Kristalle durchziehenden Sprüngen. Prismatische Spaltbarkeit ist deutlich wahrnehmbar. Die Grundmasse besteht aus meist grasgrün gefärbtem Augit mit zahllosen Magnetiteinschlüssen. An einigen Stellen treten in der Grundmasse neben reichlichen Mengen Glas kleine leistenförmige Individuen eines Minerals auf. Nach der stets auftretenden Zwillingsbildung und dem optischen Verhalten scheint Plagioklas vorzuliegen.

Auch hier haben wir es mit einem außerordentlich eisenreichen Augit zu tun. Qualitativ wurde ein bedeutender Eisengehalt nachgewiesen. In Methylenjodid sinken die Kriställchen bei 5° C rasch zu Boden.

$m = \infty P$, $a = \infty P\infty$, $b = \infty P\infty$, $o = 2P$, $s = P$.

Kristall	m : b		m : a		m : m		s : s		o : o		o : b		o : m		s : o		s : b		s : a	
I. . .	44°21,3′	2′	45°35,8′	14′	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
II. . .	44°28	20′	45°39′	8′	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
III. . .	44°20,8′	12′	45°37,8′	15′	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
IV. . .	44°27,2′	23′	—	—	91°22,5′	5′	—	—	—	—	47°32′	9′	—	—	—	—	—	—	—	—
V. . .	—	—	—	—	—	—	—	—	84°40,8′	3′	47°35,2′	10′	—	—	—	—	—	—	—	—
VI. . .	44°20,5′	5′	—	—	91°23′	14′	—	—	84°42′	2′	47°35,3′	12′	36°49′	0′	21°20,6′	11′	—	—	—	—
VII. . .	—	—	—	—	—		—	—	—	—	47°35′	5′	—	—	—	—	—	—	—	—
VIII. . .	44°21,5′	3′	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	36°43′	4′	24°20	10′	—	—	—	—
IX. . .	—	—	—	—	91°20′	2′	—	—	—	—	—	—	a.36°40′	—	—	—	—	—	—	—
X. . .	44°15,5′	21′	—	—	91°17,8′	4′	59°18′	1′	—	—	47°48′	13′	36°52,5′	8′	24°24,6′	7′	60°24,2′	6′	77°15,7′	4′
Mittel . .	44°22′	—	45°38′	—	91°20,9′	—	59°18′	—	84°41,4′	—	47°37′	—	36°48′	—	24°21,7′	—	60°24′	—	77°15,7′	—

Der Berechnung des Achsenverhältnisses wurden die Werte m : b, o : m und o : b zugrunde gelegt. Es ergab sich:

$$a : b : c = 1{,}08837 : 1 : 0{,}58130$$
$$\beta = 70° 38′ 17″.$$

Zum Vergleich:

Pyroxen (nach G. vom Rath):

$$a : b : c = 1{,}09213 : 1 : 0{,}58931$$
$$\beta = 74° 10′.$$

Nur ein einziger meßbarer Kristall von der Kombination ∞P (110), $\infty P\infty$ (010), $2P(\bar{2}21)$ wurde gefunden. Er war durch die starke Entwicklung einer Pinakoidfläche so stark verzerrt, daß er hemimorph nach der b-Achse erschien.

b : m		m : m		m : b		b : m		m : m		m : b		o : b		o : m		o : c
44°	15′	1′	ca. 91°	ca. 44°	44°	18,2′	13′	91°	32,5′	10′	44°	34,2′	15′	47°	31,5′	5′	36°	32,5′	4′	ca. 8

Stufe 3. (No. 51 meiner Sammlung, Geschenk von Herrn Prof. Dr. Aulich.)

Der Augit dieser Stufe besteht aus langen strahligen Aggregaten von rostbrauner Farbe. Die Ausbildungsweise der Kristalle ist dieselbe wie bei dem vorbeschriebenen Augit. An zwei Kristallen ließen sich angenäherte Messungen ausführen.

Kristall	m : m	m : a	s : s	o : o	s : o	s : b	o : m
I. . .	—	—	ca. 60°	ca. 85°	ca. 24½°	60° 27′ (33′)	ca. 36° 40′
II. . .	91° 34,7 (1′)	45° 47,5′ (9′)	—	—	—	—	—

Stufe 4. (No. 44 meiner Sammlung, Geschenk von Herrn Prof. Dr. Aulich.)

Die Stufe führt frei entwickelte Kristalle, welche sich vielfach zu strahligen Aggregaten vereinigt haben. In kleinen Hohlräumen sitzen wohlausgebildete, bis zu 1 mm große Kristalle, welche charakteristischen Metallglanz zeigen. An diesen Kriställchen sind ganz deutlich die Formen ∞P, $\infty P\infty$, $\infty\breve{P}\infty$, P und 2P zu beobachten. Die Grundmasse erweist sich im Schliff als fast völlig farbloser Augit mit vielen Einschlüssen von Magneteisen.

Kristall	m : b	m : b	m : a	s : s	b : s
I. . .	91° 50,7′ (4′)	—	—	59° 47′ (1′)	59° 59,2′ (7′)
II. . .	—	—	—	59° 48,5 (8′)	60° 0,7′ (5′)
III. . .	91° 49,2′ (11′)	44° 5′ (4′)	—	—	—
IV. . .	—	—	45° 24′	ca. 60°	ca. 60°

Zum Schlusse stelle ich die von mir gefundenen Messungsresultate mit den in der Literatur bekannten, an Schlackenaugiten derselben Kombination ausgeführten Messungen in einer Tabelle (p. 693) zusammen.

Auffallend ist, daß in den vorliegenden Schlackenaugiten der Winkel des Grundprismas um ca. $1-1\frac{1}{2}°$ von dem Prismenwinkel des natürlichen Augites und den in der Tabelle angegebenen, aus der Literatur bekannten Schlackenaugite abweicht. Wahrscheinlich übt der hohe Eisengehalt einen derartig morphotropen Einfluß aus.

	m : m	m : b	m : a	s : s	o : o	b : s	a : s	b : o	m : o	s : s
Maskelyne[1] . .	92°43′	—	—	—	—	50°58′	—	—	35°39,5′	—
Brush[1]	93°10′—92°30′	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Jeremejew[1] . .	92°51′	—	—	—	—	60°33′	—	—	35°34′	23°16′
Friedel[1]	92°51′	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Vogt[2]	92°47′ 92°21,5′	44°10′ 43°13′	—	—	—	—	—	—	—	—
Verfasser 41 . .	91°20,9′	44°23′	45°38′	59°18′	84°41,4′	60°24′	77°15,7′	47°37′	36°48′	24°21,7′
„ 66 . .	91°32,5′	ca. 44°30′	—	—	ca. 85°	—	—	47°31,5′	36°32,5′	—
„ 51 . .	91°34,7′	—	45°47,7′	ca. 60°	ca. 85°	60°27′	—	—	ca. 36°40′	24°30′
„ 41 . .	91°49,9′	44°5′	45°24′	59°47,7′	—	60°00′	—	—	—	—
Diopsid[3]	92°50′	—	—	59°11′	84°11′	60°24½′	—	47°54½′	—	—

[1] Siehe Hintze, Handbuch der Mineralogie. p. 1095. Leipzig 1897.
[2] J. H. L. Vogt, Studier over Slagger. Stockholm 1884. p. 4 ff.
[3] Siehe Hintze, Handbuch. p. 1017.

II. Wollastonit.

Wollastonit ist selten in Schlacken beobachtet und nachgewiesen worden. Es liegt dieses daran, daß Wollastonit nur unter ganz besonderen Bedingungen zur Ausscheidung gelangt. In den meisten Fällen, in denen man Wollastonit erwarten sollte, scheidet sich statt dessen ein hexagonales Kalksilikat aus, welches, wie Bourgeois[1], Doelter[2] und Vogt[3] nachgewiesen haben, mit dem Wollastonit dimorph ist. Sicherer Wollastonit in Schlacken ist zuerst von Vogt[4] in einer Hochofenschlacke von Högfors nachgewiesen worden. Kristallographische Messungen hat zuerst Heberdey[5] an Wollastonitkristallen von Přibřam ausgeführt.

Stufe 1. (No. 104 meiner Sammlung, aus der Sammlung des Herrn Direktor W. Schilling in Oberhausen.)

Die Stufe besteht aus einem strahligen Aggregat von regellos durcheinandergewachsenen, stark glänzenden, teils wasserklar durchsichtigen, teils durch FeS schwarz gefärbten Kristallen, welche eine Größe bis zu 2 cm erreichen. Die auftretenden Formen sind $\infty P\infty$ (a) (100), $-P\infty$ (v) (101), $P\infty$ (t) ($\bar{1}01$) und 0 P (c) (001). In der Prismenzone waren Endigungen nicht zu erkennen. Die Ausbildungsweise der Kristalle ist dünntafelig nach $\infty P\infty$. Sie sind spröde, von faserigem Bruche und zeigen auf den Bruchflächen perlmutterartigen Glanz. Oft sind eine Anzahl von Individuen nach der Fläche des vorderen Pinakoids parallel miteinander verwachsen.

Ein Schliff nach der Tafelfläche zeigt gerade Auslöschung. Im konvergenten polarisierten Lichte erhält man bei gekreuzter Stellung der Nicols den Austritt eines Achsenpoles am Rande des Gesichtsfeldes. Die Ebene der optischen Achsen ist die Symmetrieebene. Die Auslöschungsschiefe auf $\infty P\infty$ beträgt ca. 32^0 im spitzen Winkel β. Ein Schliff der ganzen Schlackenmasse zeigt, daß diese nur aus Wollastonit und aus schwarz gefärbter Glasmasse (durch FeS) besteht. Spaltbarkeit nach $\infty P\infty$ ist sehr deutlich, weniger deutlich eine Spaltbarkeit nach der Basis.

Bemerkenswert ist, daß die Kristalle eine große Zahl mit Luft oder Gas gefüllter Poren führen. Es läßt sich daraus der Schluß ziehen, daß dieselben unter Einwirkung von Gasen oder Dämpfen sich gebildet haben.

Zur Analyse konnte ich leider nicht genügend reines Material

[1] L. Bourgeois, Reproduction par voie ignée d'un certain nombre d'espèces minerales. 1883.

[2] C. Doelter, Über das künstl. Kalisilikat $CaSiO_3$. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1886. I.

[3] J. H. L. Vogt: Studies over Slagger. Stockholm 1884. p. 27—29, 86—105.

[4] Siehe ebenda p. 27—29.

[5] Heberdey, Zeitschr. f. Krist. 26. 1896. p. 19—27.

isolieren. Doch wurden einige an Einschlüssen vollständig freie Splitterchen isoliert und qualitativ geprüft. Es ergab sich die Gegenwart von hauptsächlich Kalk neben geringeren Mengen Eisen. Der vorliegende Wollastonit besteht also vorwiegend aus $CaSiO_3$ mit geringeren Mengen $FeSiO_3$. Das spezifische Gewicht wurde mit Hilfe von Methylenjodid an einem vollständig von Einschlüssen freien Kristallsplitter bestimmt.

$$G = 2{,}912 \text{ bei } 20^\circ \text{ C.}$$

Keiner der gemessenen Kristalle war ringsum ausgebildet. In vielen Fällen waren die Flächen mit einer dünnen Schmelzhaut überzogen. $\infty P\infty$ lieferte in allen Fällen die besten Reflexe.

$$a = \infty P\infty,\ v = -P\infty,\ t = P\infty,\ c = 0\,P.$$

Kristall	a : v	c : v	a : c	c : t	
I.	—	40°12′ (5′)	—	—	schlecht
II.	44°33′ (1′)	39°58,8′ (1′)	84°31′ (2′)	—	sehr gut
III.	44°35′ (0′)	39°59′ (1′)	84°33′ (1′)	—	sehr gut
IV.	—	39°50′ (10′)	84°52′ (10′)	45°10′ (5′)	schlecht
V.	—	—	84°49′ (15′)	—	schlecht
Mittel I u. II	44°34′	39°59′	84°32′	45°10′ (aus IV)	
Grosser . .	44°33′	—	84°35′	44°58,5′	
vom Rath . .	44°27′	40° 3′	84°30′	45° 5′	

Durch Vergleich der von mir gefundenen Werte mit den von G. vom Rath und Grosser durch Messungen an natürlichem Wollastonit erhaltenen Werten ergibt sich, daß der vorliegende künstliche Wollastonit mit dem natürlichen Wollastonit identisch ist.

Von Interesse ist vorliegende Stufe, weil so große, verhältnismäßig gut ausgebildete Wollastonitkristalle, sowohl natürliche als auch künstliche, zu den Seltenheiten gehören.

Stufe 2. (No. 2 meiner Sammlung, Geschenk von Herrn Prof. Dr. K. Busz, Schlacke von der Guten-Hoffnungshütte zu Oberhausen.)

Die Stufe stellt ein faseriges Aggregat mit starkem Perlmutterglanz dar, wie wir es häufig beim natürlichen Wollastonit finden. Sie ist vollständig schwarz gefärbt durch massenhafte Einschlüsse von durch FeS schwarz gefärbtem Glase. Im Schliffe erblickt man eine Unzahl langgestreckter Kristalle mit ziemlich lebhaften Interferenzfarben. Die Auslöschungsschiefe wurde zu ca. 30°—32° im spitzen Winkel β bestimmt. Es gelang mir, ein einziges Kriställchen, welches in einem Hohlraume saß, zu isolieren. Es ist genau so ausgebildet wie die Kristalle der vorbeschriebenen Stufe, also tafelig nach $\infty P\infty$. Im Schliff nach der Tafelfläche erhält man auch hier gerade Auslöschung, im konvergenten polarisierten Lichte bei +-Stellung der Nicols den Austritt eines Achsenpoles am Rande des Gesichtsfeldes. In der ganzen Masse erblickt man eine Unzahl von mit Luft oder Gas gefüllten

Poren, so daß ich auch hier zu der Annahme komme, daß der vorliegende Wollastonit unter Einwirkung von Gasen oder Dämpfen entstanden ist.

Die mineralogischen Untersuchungen sind im Mineralog. Institut, die chemischen im Chem. Institut der Universität Münster ausgeführt worden. Den Direktoren der genannten Institute, Herrn Prof. Dr. K. Busz und Herrn Geheimrat Prof. Dr. Salkowski, spreche ich für ihr liebenswürdiges Entgegenkommen meinen verbindlichsten Dank aus.

Reine Translation oder abnorme Knickung beim Steinsalz?

(Bemerkungen zum Referat von Herrn M. Naumann im N. Jahrb. f. Min. etc. 1913. I. p. -195- über meine Mitteilung „Über ein blaues Steinsalz".)

Von **K. Andrée** in Marburg i. H.

In seinem Referate über die im Titel genannte Mitteilung (in „Kali". **20.** 1912. p. 497—501. Mit 1 Taf.) hat Herr M. Naumann zum ersten meine Anschauung über die fraglichen Erscheinungen unrichtig angegeben, zum zweiten aber auch ohne Autopsie des betreffenden Stückes eine Meinung geäußert, die wohl für die von ihm auf vielen Grubenfahrten beobachteten Fälle zutreffen mag, nicht aber für das meiner Mitteilung zugrunde liegende Original — beides Dinge, die ich nicht ohne Richtigstellung hingehen lassen kann.

Zum ersten habe ich folgendes zu bemerken: Ich schrieb auf p. 500: „Dieses Resultat bestätigt, ... daß . . . nur einfache Knickung vorliegt und keine echte Zwillingsbildung; sie macht aber sodann wahrscheinlich, daß auch die Brauns'schen Zwillinge keine Zwillinge im gewöhnlichen Sinne waren, sondern daß es sich hierbei in allen Fällen um die Wirkung eines Druckes handelt, welcher infolge seiner Richtung gleichsam nicht korrekt genug arbeiten konnte, um eine Translation nach der Granatoederfläche hervorzurufen, dafür aber abnorme Knickungen nach einer nur wenig von der Granatoederfläche abweichenden Vizinalfläche oder mehreren solchen hervorrief." Herr Naumann schreibt in seinem Referat: „Nach Meinung des Verf.'s liegt dabei . . . . . polysynthetische Zwillingsbildung nach einer Vizinalfläche von (110) vor." Das Resultat meiner Mitteilung ist also von dem Herrn Referenten gerade auf den Kopf gestellt worden.

Zum zweiten hat Herr Naumann diesem meinen deutlich und nicht mißverständlich angegebenen Resultat seine eigene Anschauung gegenübergestellt, indem er schrieb: „Translation nach (110) erzeugt häufig an Steinsalz Streifung auf (100) und auch hier dürfte es sich nur darum handeln; die nur auf Grund einer unsicheren

Winkelmessung festgestellte sehr geringe Neigung der Lamellen zu den vertikalen Würfelkanten erscheint nicht geeignet, reine Translation in Abrede zu stellen." Ich sehe ganz davon ab, daß die von mir angegebene Winkelmessung nicht auf den „vertikalen" Würfelflächen — man vergleiche hierzu die Abbildung, welche Brauns im Jahre 1889 von der fraglichen Erscheinung gegeben hat (Literatur auf p. 500 meiner Mitteilung) —, sondern auf den „horizontalen" gemessen worden ist. Zugegeben auch, daß durch reine Translation Diagonalstreifung auf den Würfelflächen erzeugt werden kann. — wo, wie in dem von mir beschriebenen Falle eine deutliche Knickung der Würfelflächen hinzutritt, ist aus kristallographischen Gründen eine reine Translation ausgeschlossen; denn es widerspricht den einfachsten Symmetrieverhältnissen des regulären Systemes, daß durch eine reine Translation nach der Granatoederfläche die Würfelfläche aus ihrer Ebene herausgedreht werden könnte.

Eine andere Frage ist die nach dem Zusammenhange der von mir festgestellten unregelmäßigen Knickungen mit wirklichen Translationen. In der Tat ist ein solcher Zusammenhang keineswegs von mir bestritten worden, bleibt vielmehr sehr wahrscheinlich; und es entspricht durchaus meinen Anschauungen, wenn ich bei A. Johnsen (Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie. 3. 1913. p. 102) lese: Die Translation „führt zuweilen zu einer regelmäßigen, aber inhomogenen Deformation der unmittelbar an die Translationsebene grenzenden Partien, so daß z. B. an Steinsalz, Sylvin und Salmiak doppelbrechende Schichten entstehen (Spannungsdoppelbrechung)".

Geologisches Institut der Universität Marburg, 17. Juni 1913.

Nachtrag: Erst nach Fertigstellung vorstehender Zeilen erhalte ich durch die Liebenswürdigkeit des Autors Kenntnis von „A. Ritzel, Translation und anomale Doppelbrechung bei Steinsalz und Sylvin". (Zeitschr. f. Kristallographie etc. 52. 1913. p. 238—276.) Gleichwohl habe ich dem Vorhergehenden nichts hinzuzufügen, kann nur die Übereinstimmung der Ritzel'schen Resultate mit meiner besonders im letzten Absatz des Obigen festgelegten Meinung betonen.

Southampton, den 2. Juli 1913.

Knickung der Würfelfläche bei Steinsalz als eine Folge „reiner" Translation.

Erwiderung an Herrn K. Andrée.

Von **M. Naumann** in Halle a. S.

Mit 1 Textfigur.

Zu den Ausführungen des Herrn Dr. K. Andrée[1] habe ich in bezug auf die Richtigkeit meiner in dem betr. Referat gemachten Angaben zu bemerken, daß Herr Andrée in der Zusammenfassung auf p. 500 schreibt: „Sie (d. h. die Orientierung der Blaufärbung) zeigt in dem vorliegenden Fall eine auffallende Unterbrechung nach einer senkrecht verlaufenden Rhombendodekaederfläche und ist an eine mechanische Inanspruchnahme des Minerals gebunden, welche keine reine Translation ist, sondern nach einer polysynthetischen Zwillingsbildung[2] nach einem von der Rhombendodekaederfläche nur wenig abweichenden Pyramidenoktaeder (sog. „Braunssches Gesetz") hin tendiert." Wenn der vom Autor benutzte Ausdruck „tendiert" auch eine gewisse Unklarheit enthält, so geht doch aus dem zitierten Satze ohne Zweifel hervor, daß Herr Andrée die fragliche Erscheinung eher durch Zwillingsbildung als durch Translation erklären will, und nur diese seine Ansicht habe ich in meinem Referat wiedergegeben. Im übrigen lassen die Darlegungen des Autors gerade über diesen Gegenstand an Klarheit und Übersichtlichkeit viel vermissen, was wohl seinen Grund darin hat, daß Herrn Andrée diese „kristallographischen Dinge", wie er selbst schreibt, etwas fern liegen.

Die große Unwahrscheinlichkeit der Angaben des Herrn Andrée, daß der gemessenen Knickung wegen „reine" Translation ausgeschlossen sei, gab mir im Interesse der Sache Veranlassung zu der meinem Referat eingeschalteten Bemerkung. Daß diese voll berechtigt war, bestätigen auch die schon von Herrn Andrée in seinem „Nachtrag" angeführten Untersuchungen von A. Ritzel. Letzterer stellte fest, daß Translation beim Steinsalz stets scharf nach $\{110\}$ erfolgt. Translation nach einer Vizinalfläche ist also ausgeschlossen, und ist mit Sicherheit anzunehmen, daß die von Herrn Andrée beobachtete Streifung der Würfelfläche nur durch (nach ihm „reine") Translation nach $\{110\}$ zu erklären ist, zumal der Autor selbst die Erscheinung als ein Druckphänomen anspricht.

Die beobachtete und von Herrn Dr. A. Schwantke für Herrn Andrée gemessene Knickung ist vermutlich durch eine Art „Scheinfläche" herbeigeführt, die zustande kommt, wenn viele dünne Platten durch Translation nebeneinander auf der Würfelfläche austreten, wie in nebenstehender Figur schematisch angedeutet ist. Dieselbe

[1] Dies. Centralbl. 1913. p. 696.

[2] Sperrdruck von mir.

ist als Vertikalschnitt durch den Würfel nach (110) gedacht, Translation hat also nach (110) stattgefunden. Die horizontalen Linien sind die Trace der Fläche (001). a b ist die der „Scheinfläche"; α ist der Knickungswinkel. Das Auftreten einer solchen „Scheinfläche" geschieht bei leicht löslichen Substanzen wie Steinsalz um so eher durch Abtragung der scharfen Kanten, z. B. an feuchter

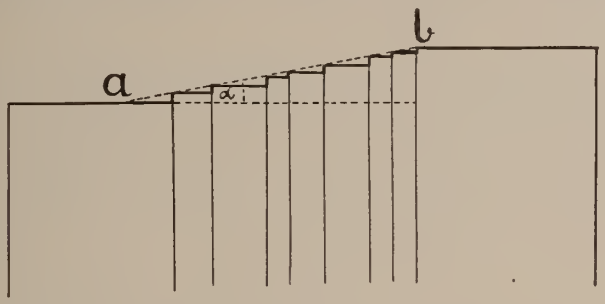


Fig. 1.

Luft, die mit der Länge der Zeit selbst auf sorgfältig aufbewahrte Stücke einwirkt. Die aus der Figur ersichtliche „Treppe" wird dabei in eine schiefe Ebene verwandelt. Auf diese Weise können alle möglichen Knickungswinkel entstehen und bedeutet deren Maß keine Gesetzmäßigkeit. Ähnliche Erscheinungen konnte ich an vielen unter meinem Untersuchungsmaterial befindlichen (z. T. auch blauen) Steinsalzkristallen wahrnehmen.

Der von Herrn Andrée im letzten Abschnitt seiner obigen „Bemerkungen" zitierte Passus von A. Johnsen ist zum Belege seiner Ansicht ungeeignet. Jene Ausführungen über „inhomogene Deformationen" beziehen sich nicht auf die äußere Gestalt, sondern auf die Kristallmaterie selbst. Sie sollen das Auftreten der Spannungsdoppelbrechung erklären, haben aber mit der „abnormen Knickung" des Herrn Andrée nichts zu tun.

Ueber die chemische oder physikalische Natur der kolloidalen wasserhaltigen Tonerdesilikate.

Von **R. Gans** in Berlin.

Wasserhaltige Tonerdesilikate und deren Zersetzungsprodukte finden wir besonders im Ackerboden, in welchem sie für die Ernährung der Pflanzen von höchster Wichtigkeit sind. Sind sie es doch, welche die pflanzenphysiologisch wichtigen Nährstoffbasen binden und vor dem Auswaschen aus dem Boden schützen.

Es ist daher von größtem Werte, zu erfahren, wie diese Tonerdesilikate zusammengesetzt sind und durch welche Art der Bindung sie die Nährstoffbasen zurückzuhalten vermögen.

Da nun in letzter Zeit von verschiedenen Seiten festgestellt ist, daß die künstlich hergestellten, kolloidalen wasserhaltigen Aluminatsilikate (Permutite) mit den „zeolithischen" Silikaten des Ackerbodens die größte Ähnlichkeit[1] haben, so erscheint es dringend geboten, das Verhalten der ersteren, die man leicht in reinerer Form erhalten kann, zu studieren, um wichtige Rückschlüsse auf die Konstitution und das Verhalten der Bodensilikate machen zu können.

Die Ansichten des Verf.'s über diese Silikate sind in einem Aufsatze niedergelegt, der demnächst im Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanst. erscheinen wird. Von diesem Aufsatze sei es gestattet, hier einen teils mehr, teils minder ausführlichen Auszug zu geben, um so mehr, als die im Centralbl. vertretenen Anschauungen anderer Forscher über diesen Gegenstand sich mit denen des Verf.'s in keiner Weise decken.

I. Teil.

Alkalische Lösungen der Tonerde und der Kieselsäure geben ebenso wie alkalische Schmelzen von SiO_2 und Al_2O_3 beim Behandeln mit Wasser kolloidale wasserhaltige Tonerde-Silikate von der Zusammensetzung:

3^+ Mol. SiO_2, 1 Mol. Al_2O_3 und 1 Mol. Base.

Dieselbe Zusammensetzung besitzen die zeolithischen Silikate des Ackerbodens und die hydratisierten glasigen Eruptivgesteine, falls sie vor dem zersetzenden Einfluß der Atmosphärilien geschützt waren. Unter Basen verstehe ich in diesem besonderen Falle die Alkalien und alkalischen Erden wie CaO, MgO, K_2O, Na_2O. Die Bezeichnung 3^+ bei der Kieselsäure soll andeuten, daß der Kieselsäuregehalt bei diesen Silikaten zwar stark schwanken kann, wie es selbst bei den kristallisierten Zeolithen festgestellt wurde, daß er aber für gewöhnlich nicht unter 3 Mol. SiO_2 auf 1 Mol. Al_2O_3 sinkt.

Die Basen sind in diesen kolloidalen Silikaten, die der Verf. Aluminatsilikate genannt hat, hauptsächlich an die Tonerde gebunden und zwar aus folgenden Gründen:

1. Man kann diese Aluminatsilikate wohl herstellen, wenn man a) in dem Molekularverhältnis von

$3-4$ Mol. SiO_2 : 1 Mol. Al_2O_3 : 1 Mol. Na_2O

[1] G. Wiegner (Journ. f. Landw. 1912. **60**. p. 111—150, 197—222); S. Graf Rostworowski und G. Wiegner (ebenda, p. 223—235) und D. J. Hissink (Landw. Versuchsst. **81**. 1913. p. 377—432). — Diese Forscher erkannten das übereinstimmende Verhalten bei Versuchen, die sich auf Austauschprozesse und auf Zersetzungen durch destilliertes und CO_2-haltiges Wasser stützten. Sie sehen jedoch in beiden Silikaten nicht chemische Verbindungen, sondern mechanische Gemenge von Gelen, resp. Absorptionsverbindungen (nach J. M. van Bemmelen) oder feste Lösungen.

Natriumaluminat auf Kieselsäurehydrat einwirken läßt, aber nicht wenn man b) in demselben Molekularverhältnis Natriumsilikat mit Tonerdehydrat in Reaktion bringt. Erhöht man den Gehalt an Na_2O im zweiten Falle, so führt man auch hier das Tonerdehydrat in Natriumaluminat über und man erhält nun selbstverständlich dieselben Verbindungen wie unter a), nämlich Aluminatsilikate.

a) Die Aluminatsilikate sind von den nach b) hergestellten Silikaten leicht zu unterscheiden durch die schnelle und große Austauschfähigkeit ihrer Basen bei Berührung mit neutralen Salzlösungen und dadurch, daß sie nur in sehr geringem Grade bei dem Auswaschen ihre Basen infolge Dissoziation an das destillierte Wasser abgeben. Die Dissoziation verschwindet fast gänzlich, wenn in dem umgebenden Wasser neutrale Salze gelöst sind.

b) Die nach b) entstandenen Silikate, vom Verf. die Tonerdedoppelsilikate genannt, tauschen ihre Basen in bedeutend geringerem Grade als die Aluminatsilikate aus; sie können aber durch Einwirkung von überschüssigem Natriumhydrat (infolge der Umwandlung ihres Tonerdehydrats in Natriumaluminat) in Aluminatsilikate mit mehrfach stärkerem Austauschvermögen als zuvor umgewandelt werden. Bei Berührung mit destilliertem Wasser geben die Tonerdedoppelsilikate erhebliche Mengen ihres Basengehaltes an das Wasser ab, das dadurch stark alkalische Reaktion erhält. Die Abgabe von Basen an das Wasser verschwindet auch bei der Berührung mit neutralen Salzlösungen nicht.

2. Die Aluminatsilikate können bezüglich ihres Molekularverhältnisses von $SiO_2 : Al_2O_3$ innerhalb weiter Grenzen, z. B. von 3 : 1 bis 8 : 1, schwanken, das Molekularverhältnis von Al_2O_3 : Base bleibt trotzdem immer dasselbe, wie 1 : 1. Das deutet ebenfalls mit Entschiedenheit auf die Bindung der Base an die Tonerde hin. Denn wäre die Base an die Kieselsäure gebunden, so ist nicht einzusehen, weshalb durch eine größere oder geringere Schwankung im SiO_2-Gehalt nicht auch der Gehalt an Base steigen oder fallen sollte; das ist aber nicht der Fall. Der Basengehalt richtet sich einzig und allein nach dem Gehalt an Tonerde; die Höhe des Tonerdegehalts ist bestimmend für die Höhe des Basengehaltes. — Das ist chemisch nur durch eine engere Bindung der Basen an die Tonerde erklärlich.

Ebenso wie a) die durch Einwirkung von Natriumaluminat auf Kieselsäurehydrat oder auf wasserhaltige künstliche und natürliche Silikate oder auf Natriumsilikatlösung und b) die durch Einwirkung von überschüssigem Natriumhydrat resp. Natriumsilikat auf wasserhaltige Tonerde oder Tonerdesilikat entstandenen kolloidalen Aluminatsilikate

$$3^{+}\ SiO_2,\ 1\ Al_2O_3,\ 1\ \text{Base}$$

zeigen auch c) die Silikate, die durch Hydratation von schnell gekühlten alkalischen Tonerdesilikatschmelzen entstehen, konstante Äquivalentverhältnisse (besonders in Bezug auf Al_2O_3 : Base). Diese Konstanz finden wir d) auch bei den durch HCl zersetzlichen hydratisierten Tonerdesilikaten von basischen Gesteinen, sofern letztere dem zersetzenden Einfluß der Atmosphärilien entzogen waren, und e) bei den „zeolithischen" Bestandteilen des Bodens wieder, wenn die Verwitterung infolge der Anwesenheit basisch wirkender Verbindungen z. B. von $CaCO_3$ noch nicht auf sie übergegangen war (s. p. 708). Folglich muß man annehmen, daß auch diese Silikate aus Aluminatsilikaten bestehen, um so mehr, als auch ihr sonstiges Verhalten das gleiche ist.

Auf die konstanten Molekularverhältnisse von Al_2O_3 : Base wie 1 : 1 bei der Herstellung künstlicher Aluminatsilikate hat Verf.[1] schon früher hingewiesen. Diese Konstanz zeigt sich auch bei allen Versuchen früherer Forscher, bei welchen mit alkalischen Lösungen von Al_2O_3 und SiO_2 resp. mit Alkaliüberschuß gearbeitet wurde. Es sind hier die Versuche von J. Lemberg[2], Deville[3], Haushofer[4], Silber[5], v. Ammon[6] und H. P. Armsby[7] zu erwähnen.

Die Alkalität muß aus freien fixen Alkalihydraten bestehen und auch nach Beendigung der Reaktion noch vorhanden sein. Das Auswaschen der Verbindungen ist mit kohlensäurefreiem Wasser vorzunehmen.

Die Konstanz zwischen Al_2O_3 und Base = 1 : 1 ist schon bei Versuchen mit geringerer überschüssiger Alkalität vorhanden, wenn die Tonerde schon in der Form von Alkalialuminat vorhanden ist, wie aus der Herstellung des Aluminatsilikats durch Einwirkung von Natriumaluminat auf Kieselsäurehydrat im Verhältnis der Komponenten wie 3—4 Mol. SiO_2 : 1 Mol. Al_2O_3 : 1 Mol. Na_2O hervorgeht.

So erhält Lemberg durch 6tägige Digestion bei 100° von Tonerdehydrat mit wässrigem Kaliumsilikat ein Silikat von der Zusammensetzung

4,30 Mol. SiO_2, 1 Mol. Al_2O_3, 0,99 Mol. K_2O;

Deville durch Kochen der gemischten Lösungen von Kaliumaluminat und -silikat ein Silikat:

[1] R. Gans, Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanst. 1906. **27**. (1.) p. 73.

[2] J. Lemberg, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **35**. p. 577, 579 u. **28**. p. 569, 570.

[3] Deville, Compt. rend. **53**. p. 324.

[4] Haushofer, Journ. f. prakt. Chem. **99**. p. 241.

[5] Silber, Ber. d. deutsch. chem. Ges. **14**. p. 941.

[6] v. Ammon, Silikate der Alkalien u. Erden. Köln 1862. p. 37, zitiert nach Gmelin-Kraut, Anorg. Chemie. **2**. 1. p. 843.

[7] H. P. Armsby, Landw. Versuchsst. **21**. p. 402.

2,67 Mol. SiO_2, 1 Mol. Al_2O_3, 0.94 Mol. ($K_2O + Na_2O$),

v. Ammon durch Einwirkung von kristallisiertem Natriumsilikat auf Alaun, wobei die Tonerde zuvor durch überschüssiges Na_2O in Natriumaluminat verwandelt wurde, zwei Silikate:

a) 2,04 Mol. SiO_2, 1 Mol. Al_2O_3, 1.00 Mol. Na_2O,
b) 4.10 Mol. SiO_2, 1 Mol. Al_2O_3, 1,04 Mol. Na_2O,

Armsby ein Silikat:

3,54 Mol. SiO_2, 1 Mol. Al_2O_3, 1,01 Mol. Na_2O usw.

Lemberg führte einen Allophan (von Woolwich), ein natürliches kolloidales Silikat von der Zusammensetzung

1,18 Mol. SiO_2, 1 Mol. Al_2O_3 und 0,12 Mol. CaO,

durch Einwirkung von Natriumsilikat bei 100° C in ein Silikat mit

4.35 Mol. SiO_2, 1 Mol. Al_2O_3, 0,95 Mol. Base

über; desgleichen bei Erhöhung der Temperatur auf 185° C und bei Einwirkung von Natriumhydrat oder Natriumsilikat sogar zwei durch Salzsäure nicht zersetzliche Kaoline von Karlsbad (a) und von Cornwall (b), die zuvor folgende Zusammensetzung hatten:

a) Kaolin von Karlsbad	b) Kaolin von Cornwall
SiO_2 . . 2,13 Mol.	SiO_2 . . 2,07 Mol.
Al_2O_3 . . 1,00 „	Al_2O_3 . . 1,00 „
Base . . 0,04 „	Base . . 0,01 „

in zwei wasserhaltige Silikate:

a) 1,95 Mol. SiO_2, 1 Mol. Al_2O_3, 0,97 Mol. Base und
b) 3,25 Mol. SiO_2, 1 Mol. Al_2O_3, 0,95 Mol. Base
resp. 8,25 Mol. SiO_2, 1 Mol. Al_2O_3, 1,07 Mol. Base über.

R. Gans[1] erhielt durch Hydratation einer alkalischen Schmelze von 3 Gewichtsteilen Kaolin, 6 Gewichtsteilen Quarz und 12 Gewichtsteilen Natriumcarbonat ein Silikat:

4 Mol. SiO_2, 1 Mol. Al_2O_3 und 1 Mol. Na_2O.

Damit dürfte bewiesen sein, daß die Konstanz des Molekularverhältnisses bei Al_2O_3 : Base wie 1 : 1 tatsächlich immer eintritt, wenn die Alkalität auch nach der Beendigung der Reaktion noch vorwaltet.

Eine Konstanz zwischen SiO_2 und Al_2O_3 besteht bei diesen Versuchen nicht. Das erklärt sich daraus, daß die restierende Alkalität nicht genügend groß war, um die über die stöchiometrischen Verhältnisse hinaus vorhandene Kieselsäure in kristalloider Lösung zu erhalten. Die überschüssige Kieselsäure bleibt dann in kolloidaler Form im Reaktionsgemisch und ist als Verunreinigung des Aluminatsilikates aufzufassen.

[1] R. Gans, Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanst. 1906. 27. (1.) p 78.

Arbeitet man jedoch mit größeren Überschüssen freier fixer Alkalien, so erhält man auch eine Konstanz des Verhältnisses $SiO_2 : Al_2O_3$ [1].

So resultiert bei Anwendung gewisser Mengen Natriumsilikat und Natriumaluminat immer auf

3 Mol. SiO_2 je 1 Mol. Al_2O_3 und 1 Mol. Base;

erhöht man aber den Gehalt an Natriumsilikat, so ergab sich die Zusammensetzung

4 Mol. SiO_2, 1 Mol. Al_2O_3, 1 Mol. Base.

Den Gehalt an Mol. SiO_2 wird man vermutlich durch weiteren Zusatz von Natriumsilikat noch erhöhen können. Jedenfalls erhält man unter Innehaltung derselben Bedingungen immer die gleichen Molekularverhältnisse. Grundbedingung für das Zustandekommen dieser Konstanz der SiO_2 ist, daß im Reaktionsgemisch eine genügende Menge freien Alkalihydrats verbleibt, welches die überschüssige Kieselsäure in kristalloider Lösung erhält, die sonst als Kolloid durch die kolloidale SiO_2-Al_2O_3-Verbindung mit zur Ausfällung gelangt und die letztere verunreinigt.

Auf Grund der konstanten Molekularverhältnisse ist man jedenfalls berechtigt, die kolloidalen Aluminatsilikate als chemische Verbindungen zu betrachten.

Zu den Absorptionsverbindungen VAN BEMMELEN's wird man sie nicht rechnen können, da diese sich aus ihren Komponenten nach inkonstanten Molekularverhältnissen bilden, und „sich von den chemischen Verbindungen, die nach einfachen Äquivalentverhältnissen zusammengesetzt sind und kristallinisch auftreten können, unterscheiden".

Die Aluminatsilikate treten allerdings unter allen, oben angegebenen Versuchsbedingungen nicht in kristallinischer, sondern in kolloidaler Form auf; das beweist aber lediglich nur, daß sie unter diesen Bedingungen nicht kristallinische Form annehmen. Unter anderen Bedingungen, wie sie z. B. DOELTER [2] wählte, konnten sie tatsächlich kristallisiert erhalten werden. DOELTER erhielt aus Lösungen bei niederer Temperatur Tonerdesilikatgele, bei höherer Temperatur dagegen kristallisierte Zeolithe.

Die kolloidale Natur der Aluminatsilikate spricht somit nicht gegen die Annahme einer chemischen Verbindung.

---

[1] In der Natur ist der Überschuß an freiem Alkali ein ständig wechselnder und niemals gleichmäßiger, so daß ein konstantes Verhältnis von $SiO_2 : Al_2O_3$ nicht zu erwarten ist; die natürlichen Aluminatsilikate zeigen dementsprechend auch nicht das konstante Verhältnis von $SiO_2 : Al_2O_3$.

[2] C. DOELTER, Allgem. chem. Mineralogie. Leipzig 1890.

Van Bemmelen, der den Ausdruck „Absorptionsverbindungen“ prägte, hielt die Zeolithe für chemische Verbindungen[1].

Er glaubte, für wasserhaltige Verbindungen durch Messung des Dampfdruckes bei verschiedenen Temperaturen eine Unterscheidungsmöglichkeit zwischen chemischen und Absorptionsverbindungen gefunden zu haben. So konstatierte er z. B. bei dem kolloidalen Tonerde- und Eisenoxydhydrat die kontinuierliche Dampfspannungsänderung, welche die kristallisierten Hydrate von Al_2O_3 und Fe_2O_3 nicht zeigten. Die kristallisierten Zeolithe untersuchte er daraufhin nicht. Aber auch diese führen den variablen Dampfdruck.

Inzwischen ist der variable Dampfdruck durch E. Löwenstein[2] auch bei anderen chemischen Verbindungen (bei den Oxalaten von Cer, Thor, Erbium, Lanthan, bei Strychninsulfat, basischem Zirkonoxalat usw.) entdeckt worden, so daß er nicht mehr als ein Beweis gegen die chemische Natur einer Verbindung angesehen werden kann.

Auch ist hervorzuheben, daß van Bemmelen den Ausdruck „Absorptionsverbindung“ niemals auf die Komponenten z. B. von Al_2O_3 oder von Fe_2O_3 ausgedehnt hat, sondern nur auf ihre Verbindung mit Wasser bezieht. Al_2O_3 oder Fe_2O_3 sieht er als chemische Verbindungen an. Logischerweise dürften somit auch infolge ihrer konstanten Äquivalentverhältnisse die Verbindung von

3^+ Mol. SiO_2, 1 Mol. Al_2O_3, 1 Mol. Base

als chemische Verbindung und nur ihre Vereinigung mit Wasser als Absorptionsverbindung betrachtet werden.

Die kolloidalen wasserhaltigen Aluminatsilikate haben mit den Zeolithen somit chemische Zusammensetzung und variablen Dampfdruck gemeinsam, desgleichen zeigen sie beide den leichten schnellen Austausch gegen neutrale Salzlösungen, die leichte Zersetzbarkeit durch Säure und gleiches sonstiges Verhalten. Es scheint mir daher berechtigter, diesen Silikaten die Bezeichnung „zeolithische“ oder „zeolithartige“ zu geben, als die der „Allophantone“, wie H. Stremme[3] es vorschlägt. Der Ausdruck „zeolithisch“ oder „zeolithartig“ läßt nach Ansicht des Verf.'s erkennen, daß diese Verbindungen den Zeolithen zwar ähnlich sind, daß jedoch irgend eine Eigenschaft fehlt, um ihnen das Recht auf die Bezeichnung „Zeolith“ zu bewilligen; die nicht vorhandene Kristallform verhindert es. Gegen die Benennung „zeolithisch“ oder „zeolithartig“ dürfte auch

[1] J. M. van Bemmelen, Die Absorption. Gesammelte Abh. über Kolloide und Absorption. Herausg. von W. Ostwald, Dresden. 1910. p. 112.

[2] E. Löwenstein, Zeitschr. f. anorg. Chem. **63**. p. 69. 1909.

[3] H. Stremme, Über Feldspatresttone und Allophantone. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **62**. 1910. p. 127—128.

vom mineralogischen Standpunkt nichts einzuwenden sein, da ihre sonstigen Eigenschaften den charakteristischen der Zeolithe durchaus gleichen.

Allophane können als Zersetzungsprodukte aus diesen zeolithischen Verbindungen entstehen. Ihre Zusammensetzung entspricht aber nicht der Formel

$$3^{+} \text{ Mol. } SiO_2,\ 1 \text{ Mol. } Al_2O_3,\ 1 \text{ Mol. Base},$$

vielmehr ist der größte Teil der Base und auch ein erheblicher Teil der SiO_2 weggeführt, wie aus den von Stremme [1] selbst angeführten Analysen von Allophanen deutlich hervorgeht.

Stremme spricht in dieser letzten Abhandlung die Verbindungen von kolloidalen Tonerdesilikaten künstlichen sowohl als auch natürlichen Vorkommens als mechanische Gemenge von Tonerde- und Kieselsäuregelen an. Er kann bei den Versuchen mit Kieselsäure- und Tonerdelösungen keine konstanten Äquivalentverhältnisse erhalten. Das hat einen leicht erklärlichen Grund. Es ist vorhin hervorgehoben, daß man, um die Aluminatsilikate zu erhalten, so operieren muß, daß das Reaktionsgemisch auch nach der Bildung der Silikate noch alkalisch reagiert. Die Versuchsbedingungen [2] bei Stremme sind jedoch derartig, daß das Reaktionsgemisch nachher schwach alkalisch, neutral oder sauer war. Es war somit ungenügend oder gar kein freies Alkalihydrat vorhanden, um die über die stöchiometrischen Verhältnisse hinaus vorhandene SiO_2 in kristalloider Lösung zu halten. Die letztere ging vielmehr in kolloidale Lösung über, resp. war schon in solcher vorhanden und wurde durch den aus SiO_2 und Al_2O_3 bestehenden kolloidalen Niederschlag mit ausgefällt.

Es ist klar, daß wir unter diesen Versuchsbedingungen mit völlig inkonstanten Äquivalentverhältnissen rechnen müssen, erstens zwischen SiO_2 und Al_2O_3 und zweitens auch zwischen Al_2O_3 und Base, weil bei vorhandener freier Säure im Reaktionsgemisch die letztere einen größeren oder kleineren Teil des Na_2O an sich reißt, bis der Gleichgewichtszustand zwischen der Säure und der SiO_2-Al_2O_3-Verbindung, die man nach ihrem Verhalten ebenfalls als eine Säure betrachten kann, eingetreten ist.

Die Versuche von H. Stremme beweisen somit in bezug auf die Aluminatsilikate keineswegs, daß dieselben nicht aus chemischen Verbindungen bestehen. Das von ihm gefundene inkonstante Verhältnis ist auf die von ihm gewählten Versuchsbedingungen

---

[1] H. Stremme, Über Fällungen der gemengten Gels von Tonerde und Kieselsäure usw. Dies. Centralbl. 1908. p. 622—632, 661—669.

[2] H. Stremme verwendet z. T. Aluminiumacetat resp. -sulfatlösung und auch kolloidale Kieselsäurelösung. Dies. Centralbl. 1908. a. a. O.

zurückzuführen, die die Bildung eines einheitlich zusammengesetzten chemischen Körpers mit konstanten Verhältnissen, der Aluminatsilikate, nicht gestatteten.

Ein mechanisches Gemenge von SiO_2- und Al_2O_3-Gelen (anstatt Aluminatsilikate) nimmt Stremme auch im Boden an, welcher Ansicht sich Verf. auf Grund folgender Beobachtung nicht anzuschließen vermag:

Ein inniges mechanisches Gemenge von Tonerde- und Kieselsäurehydraten, welche einzeln dargestellt und erst nach ihrer intensiven Reinigung miteinander verrieben wurden, absorbiert aus einer neutralen Salzlösung, z. B. NH_4Cl-Lösung, die Base nur in geringem Grade. Die Absorption kann aber um das Vielfache (zirka 7fache) vermehrt werden, wenn man das Gemenge mit überschüssigem Natriumhydrat erwärmt, weil man es dadurch in Aluminatsilikat, das stark absorbiert resp. austauscht, überführt.

Ja selbst ein mechanisches Gemenge von der Zusammensetzung 3 + Mol. Kieselsäurehydrat, 1 Mol. Tonerdehydrat und 1 Mol. Base, wie sie die durch HCl zersetzlichen Silikate des Bodens annähernd führen, zeigt nur zirka $\frac{1}{3}$ der Absorption, als wenn die obigen Bestandteile in Form von Aluminatsilikat chemisch aneinander gebunden sind.

Wäre nun im Ackerboden ebenfalls nur ein mechanisches Gemenge von SiO_2- und Al_2O_3-Hydrat vorhanden, so müßte auch hier die Absorption zuerst geringer sein und durch die Einwirkung von Natriumhydrat vervielfacht werden können. Das trifft jedoch nicht zu. Die Absorption der Ackerböden nimmt vielmehr nach einer solchen Behandlung im allgemeinen nur in schwachem Grade, um zirka 20 %, zu. Folglich kann im Ackerboden ein mechanisches Gemenge von Al_2O_3- und SiO_2-Hydraten nur in geringem Grade vorhanden sein.

Behandelt man einen Boden nacheinander mit Salzsäure und verdünntem Natriumhydrat, so kann man Silikate ausziehen, welche mehr oder weniger der Zusammensetzung 3 + SiO_2, 1 Al_2O_3, 1 Base entsprechen. Aus diesem Grunde kann, wie schon bemerkt, der Vorschlag H. Stremme's [1], die „Bodenzeolithe, die kolloidale Modifikation der kristallisierten Zeolithe" als „Allophantone" zu bezeichnen, nicht geeignet erscheinen, weil die Allophane einen bedeutend geringeren Gehalt an SiO_2 und Base enthalten. Bei den Böden Deutschlands dürften allophanartige Bildungen zu den größten Seltenheiten gehören, besonders bei den fruchtbaren, in Kultur befindlichen Böden, bei welchen durch rationelle Düngung und Zufuhr von Kalk ein Ersatz der durch Wasser, Kohlensäure und Pflanzen fortgeführten Basen eintritt.

[1] H. Stremme, Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 62. 1910. p. 128.

Das Verhältnis von Al_2O_3 zu den Basen ist am höchsten bei den Silikaten der Mergelböden. Es ist das ein Beweis, daß die zeolithischen Verbindungen unter gewissen Umständen nicht der Verwitterung unterliegen, wenn sie nämlich durch die Anwesenheit der Carbonate der Erdalkalien vor dem zersetzenden Einfluß der Atmosphärilien, insbesondere der CO_2, geschützt werden. Erst nach der Auslaugung der Carbonate geht der Verwitterungsprozeß auch auf die zeolithischen Silikate des Bodens über.

Der Boden würde dadurch allmählich in einen ungünstigen physikalischen Zustand übergehen, der nun vielleicht durch die Bildung eines mechanischen Gemenges von SiO_2- und Al_2O_3-Gelen erklärt werden könnte, die zuvor in Form von zeolithischen Silikaten aneinander gebunden waren, wenn die Landwirte dagegen nicht geeignete Maßnahmen träfen. Die zeolithischen Silikate sind ihrer Entstehung nach unzweifelhaft auch Hydrogele. Sie unterscheiden sich aber von den Hydrogelen der SiO_2 und Al_2O_3 durch ihr bedeutend geringeres Aufquellungsvermögen mit Wasser, und zwar um so mehr, je mehr ihr Basengehalt sich dem Verhältnis 1 Mol. Al_2O_3 : 1 Mol. Base nähert und in je höherem Prozentsatz die Basen des Silikates aus CaO und MgO bestehen. Hissink[1] hat dieses Verhalten bei den Aluminatsilikaten des Bodens — den zeolithischen Silikaten — bestätigt gefunden. Er führte diese Bodensilikate durch neutrale Salzlösungen in die Kalium-, Natrium-, Ammonium- und Calcium-Aluminatsilikate über und prüfte sodann ihre Durchlässigkeit gegen Wasser. Die letztere, welche im hohen Grade von dem Aufquellungsvermögen abhängig ist, war bei den Calciumsalzen bedeutend stärker als bei den Alkalisalzen der Aluminatsilikate.

Die Landwirte aber sehen sich gezwungen, diesem ungünstigen Zustande besonders durch Düngung mit Kalk vorzubeugen, welcher die Gelgemenge von SiO_2 und Al_2O_3 wieder in engere chemische Verbindung — in zeolithische Silikate — überführt. Also auch die durch die Bearbeitungsart der Böden bedingten Umsetzungen sprechen gegen die Anwesenheit von mechanischen Gemengen der Gele von Al_2O_3 und SiO_2; dieses Gemenge kann bei den in Kultur befindlichen Böden nur in geringem Grade vorhanden sein, die Hauptmenge der durch Zersetzung der Silikate mit HCl erhaltenen SiO_2 und Al_2O_3 ist in zeolithischen Silikaten im Boden gebunden.

Die wasserhaltigen Aluminatsilikate, sowohl die künstlichen als auch die natürlichen, die kristallisierten wie die kolloidalen, unterliegen bei der Berührung mit Wasser der Dissoziation[2], wie

[1] D. J. Hissink, Die Einwirkung verschiedener Salzlösungen auf die Durchlässigkeit des Bodens. Ausstellung 's Gravenhage (1907).

[2] E. Ramann, Bodenkunde. p. 22, 24.

sie E. Ramann bei Silikaten, auch den wasserfreien, annimmt, und bei Berührung mit Säuren, auch schon mit der Kohlensäure, der Zersetzung. Es entstehen dann allophanartige Produkte.

Der Einfluß kohlensäurehaltigen Wassers ist von J. Lemberg[1] studiert worden. Ein durch Einwirkung von Kaliumaluminat auf Kaliumsilikat entstandenes Produkt von der Zusammensetzung

$$2{,}67 \text{ Mol. } SiO_2,\ 1 \text{ Mol. } Al_2O_3,\ 0{,}95 \text{ Mol. } (K_2O + Na_2O)$$

wurde durch dreiwöchentliche Behandlung mit oft erneuertem, CO_2-haltigem Wasser in einen allophanartigen Körper mit

$$2{,}30 \text{ Mol. } SiO_2,\ 1 \text{ Mol. } Al_2O_3,\ 0{,}15 \text{ Mol. } K_2O$$

übergeführt. Wir sehen deutlich den Einfluß der CO_2, die fast die gesamten Alkalien und einen Teil der SiO_2 fortgeführt hat.

Die leichte Zersetzbarkeit durch salzfreies (destilliertes) und durch kohlensäurehaltiges Wasser kann doch aber nicht gegen die chemische Natur der Verbindung sprechen. Denn wir kennen viele chemische Verbindungen, welche durch CO_2 zersetzt werden und mit Wasser dissoziieren.

Wenn wir solche durch Säuren ganz oder teilweise zersetzten Aluminatsilikate mit neutralen Salzlösungen in Berührung bringen, so können zweierlei Reaktionen ausgelöst werden: es kann erstens ein Austausch der Basen von noch unzersetztem Silikat, und zwar in äquivalentem Verhältnis, erfolgen, und zweitens eine Zersetzung des neutralen Salzes (Chloriden, Sulfaten, Nitraten der Alkalien und alkalischen Erden) unter Absorption der Base und unter Sauerwerden des Reaktionsgemisches; die saure Reaktion verschwindet auch nicht beim Erwärmen.

Die Zersetzung des Neutralsalzes erfolgt natürlich nicht im äquivalenten Austausch gegen die Basen des Silikates und daran werden wir leicht erkennen können, ob ein zeolithisches, in Äquivalenten austauschendes, oder ein allophanartiges Produkt vorliegt.

Liegen jedoch stark gealterte Gele vor, so wird diese Unterscheidungsmöglichkeit, wenn auch nicht versagen, so doch weniger scharf sein. Dann können wir aber immer noch durch Erhitzen mit überschüssigem Natriumhydrat oder in diesem Falle besser mit Natriumsilikat auf Vergrößerung der Absorptionen prüfen. Tritt eine solche in erheblichem Maße ein, so liegt ein größtenteils aus allophanartigen Verbindungen bestehendes Produkt vor.

Versuche, die Natur der Bindung im kolloidalen Allophan zu ergründen, unternahm R. van der Leeden[2], indem er die Löslichkeit eines kristallisierten Zeoliths (Desmin) mit der eines Allophans in destilliertem Wasser resp. in Essigsäure verglich, obwohl er selbst konstatierte, daß die Silikate „schon durch Wasser zersetzt werden".

[1] J. Lemberg, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1876. 28. p. 318.

[2] R. van der Leeden, Dies. Centralbl. 1911. p. 139—145, 173—179.

Die Zusammensetzung des Desmins und Allophans war folgende:

	Desmin	Allophan
SiO_2	54.55	21,37
Al_2O_3	17,81	32.89
Fe_2O_3	0,24	0,81
CaO	8,71	1,91
MgO	1,10	0,91
Alkalien	1,57	1,77
Glühverlust	16,93	39,67
CuO	—	0,69

Das gewichtsprozentische Verhältnis von $SiO_2 : Al_2O_3$: Alkalische Erden ist bei beiden Silikaten ein völlig verschiedenes. Da nun bekannt ist, wie sich besonders diese 3 Bestandteile in ihrer Löslichkeit durch gegenseitige Ausfällungen beeinflussen, so folgt, daß die Resultate dieser Versuche unmöglich einen Einblick in die Art der Bindung der kolloidalen Silikate gewähren können.

Aus ähnlichen Gründen untersuchte H. Stremme[1] die Löslichkeit einzeln dargestellter Gele von SiO_2 und Al_2O_3 und der durch Mischung von SiO_2- und Al_2O_3-haltigen Lösungen erhaltenen Fällungsgele („Doppelgels"). Die Löslichkeit der einzelnen Gele muß naturgemäß eine andere sein wie die der gemeinschaftlich gefällten Doppelgele, da sich auch Al_2O_3 und SiO_2 in ihren Lösungen ganz oder teilweise ausfällen.

Man hätte vielleicht einen Schluß ziehen können, wenn nicht die Löslichkeit der Einzelgele, sondern die Löslichkeit der einzelnen dargestellten und dann (in demselben Gewichtsverhältnis, wie es die gemeinsam gefällten Doppelgele zeigen) miteinander gemischten Gele untersucht worden wäre. Aber nur in dem Falle wäre der Schluß einwandfrei gewesen, daß eine verschiedene Löslichkeit beobachtet wurde. Denn die Löslichkeit wird nur dann verschieden sein, wenn die SiO_2-Al_2O_3-Verbindung als solche in Lösung geht und somit die Bindung zwischen SiO_2 und Al_2O_3 auch nach der Lösung noch weiter besteht, nicht aber dann, wenn die Bindung zwischen SiO_2 und Al_2O_3 bei dem Lösungsvorgang gesprengt wird.

Ein zwingender Grund, die Absorption resp. den Austausch der kolloidalen Aluminatsilikate auf die infolge der kolloidalen Natur ungemein vergrößerte Oberfläche zurückzuführen, liegt um so weniger vor, als ja auch die kristallisierten Zeolithe, welche nach der Anschauung der Kolloidtheorie eine solche stark entwickelte Oberfläche nicht führen, annähernd dieselbe Absorption resp. denselben Austausch zeigen.

Wollte man die konstanten Äquivalentverhältnisse bei den künstlichen und natürlichen Aluminatsilikaten auf eine Wirkung

[1] H. Stremme, Dies. Centralbl. 1908. p. 622—632, 661—669.

der Oberfläche zurückführen, so ist man gezwungen, anzunehmen, daß die Struktur ihrer Oberfläche immer die gleiche ist, gleichgültig, ob die Aluminatsilikate aus Lösungen niedergeschlagen werden oder durch Einwirkung von Lösungen auf kolloidale oder kristalline Silikate oder durch Hydratation von Silikatgläsern entstehen, gleichgültig, ob frische oder gealterte Gele, z. B. künstlich hergestelltes Aluminatsilikat oder hydratisiertes Traßgestein oder die hydratisierten Silikate des Bodens, vorliegen. Denn sie alle zeigen das Verhältnis von 1 Mol. Al_2O_3 : 1 Mol. Base, sofern sie vor dem zersetzenden Einfluß der Atmosphärilien geschützt waren.

In bezug auf die Bindung des Wassers ist bei gealterten Kolloiden eine verminderte Bindungsfähigkeit — Hygroskopizität — festgestellt worden, analog müßte sie auch in bezug auf die Bindung der Basen vorhanden sein. Das ist aber nicht der Fall, wie wir gesehen haben.

Der Versuch, die Gesetze der Kolloidabsorption auch auf die Bindung in diesen Aluminatsilikaten auszudehnen, muß als verfehlt bezeichnet werden.

Bahnbrechend in bezug auf die Anschauung über die Art der Bindung in den Kolloiden sind die umfassenden Versuche von P. P. v. Weimarn[1], über welche G. v. Tschermak[2] in folgender Weise treffend urteilt: „Die Ansicht, nach welcher die Kolloide, also auch die Hydrogele eine eigene Welt bilden, in der die stöchiometrischen Gesetze keine Geltung haben, wird durch die Tatsachen, welche von P. P. v. Weimarn beobachtet oder zusammengefaßt werden, beseitigt. Aus vielen Versuchen geht hervor, daß jede chemische Verbindung, die sonst kristallinisch erscheint, unter bestimmten Umständen auch als Kolloid erhalten werden kann, wonach kolloid und kristallinisch nur verschiedene Zustände desselben Körpers darstellen. Auch kristallisierte einfache Hydrate ließen sich in Kolloide verwandeln, wenn die Bedingung erfüllt wurde, daß das Hydrat bei der Entstehung in dem angegebenen Medium schwerer löslich ist . . . . . Nach diesen Erfahrungen befinden sich die Teilchen eines Kolloids in einem dynamisch-kristallinen Zustande, wobei selbstverständlich die stöchiometrischen Gesetze nicht aufgehoben sein können."

Die große Wahrscheinlichkeit, daß sich auch die Kolloide in einem kristallinen Zustande — dem dynamisch-kristallinen Zustande nach G. v. Tschermak — befinden, ließ den Verfasser die schon durch ihr sonstiges Verhalten berechtigte Forderung aufrechterhalten, alle austauschenden, wasserhaltigen, kolloidalen,

[1] P. P. v. Weimarn, Zeitschr. f. Chem. u. Indust. d. Kolloide. 1909. 5. p. 119.

[2] G. v. Tschermak im Handbuch d. Mineralchemie v. C. Doelter. 2. 2. p. 234—235. 1913.

Tonerde, Kieselsäure und Basen führenden Silikate von der gleichen Zusammensetzung und mit dem gleichen konstanten Äquivalentverhältnis, also sowohl die künstlichen als die natürlichen, als „zeolithische resp. zeolithartige“ zu bezeichnen. Verfasser wurde in dieser Forderung durch das übereinstimmende Verhalten bestärkt, das bei den Silikaten des Ackerbodens und den künstlichen Aluminatsilikaten (Permutiten) besteht, wie aus den nun in der Besprechung folgenden Versuchsresultaten von G. Wiegner und D. J. Hissink hervorgeht. (Schluß folgt.)

Ueber neuere Gliederungsversuche im estländischen höheren Untersilur.

Von **Axel Born** in Frankfurt a. M.

1911 erschien R. S. Bassler's Werk: „The early palaeozoic bryozoa of the baltic provinces“ (Smithonian Institution, U. S. Nat. Mus. Bull. 77. Washington 1911). Bassler, der nie in Estland war, verarbeitet in diesem Werk mit großem Fleiß das umfangreiche Material untersilurischer estländischer, auch einiger schwedischer, Bryozoen, ein Material, das ihm durch Schuchert, Fr. Schmidt, Mickwitz, Michailowsky und vom Britischen Museum teils endgültig, teils leihweise überlassen worden war. Es liegt mir völlig fern, an dem rein beschreibend paläontologischen Teil des Werkes, der von 346 Seiten allein 300 umfaßt, irgendwelche Kritik zu üben. Kritik möchte ich ebenfalls nicht üben an dem paläogeographischen Teil (p. 40). Was allein meinen Widerspruch hervorgerufen hat, ist der den beiden anderen vorausgehende stratigraphisch-faunistische Teil (p. 1—38). Da außer mir augenblicklich kaum jemand mit den geologischen Verhältnissen des estländischen Untersilurs eingehender vertraut ist[1], wird wohl auch niemand auf das Irrtümliche und Falsche in der Darstellung Bassler's aufmerksam geworden sein. Ich halte es daher für meine Pflicht, die von Bassler geäußerten Tatsachenentstellungen und daraus resultierenden Schlüsse in das rechte Licht zu rücken, um so mehr, als schon ein Teil der Bassler'schen Anschauungen in die Literatur übergegangen ist[2]. Stellt doch Bassler's Werk das Neueste dar, was über estländisches Untersilur geschrieben worden ist.

Bassler hat auf Grund des ihm zur Verfügung stehenden Materials, d. h. des ihm von oben genannten Herren überlassenen

[1] Ich habe mich im Sommer 1912 drei Monate im Gebiet des estländischen Untersilurs aufgehalten, um die faunistisch-stratigraphischen Verhältnisse des höheren Untersilurs zu studieren.

[2] Sowohl E. O. Ulrich (Bull. Geol. Soc. Am. **22**. 1911. p. 488) wie F. F. Hahn (N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. XXXVI. p. 39) haben die von Bassler angeblich festgestellte Lücke für ihre Zwecke verwendet.

und der im Nationalmuseum zu Washington vorhandenen Aufsammlungen aus Estland, und auf Grund einiger Arbeiten von Fr. Schmidt (p. 8) einmal eine neue Charakterisierung der untersilurischen Zonen Estlands sowohl in petrographischer wie auch faunistischer Hinsicht vorgenommen, dann aber vergleichende Betrachtungen zwischen baltischem und nordamerikanischem Untersilur angestellt, die ihn dazu geführt haben, eine größere zeitliche Lücke zwischen der Unteren- (F_1 α) und der Oberen Lückholmschen Schicht (F_1 β) anzunehmen.

Was den ersten Punkt betrifft, so ist zu bedauern, daß R. S. Bassler von dem ersten Teil des Schmidt'schen Trilobitenwerkes[1], der eine kurze Darstellung der stratigraphischen Verhältnisse enthält, nicht mehr Gebrauch gemacht hat. Sicher ist heute den Beobachtungen Fr. Schmidt's einiges hinzuzufügen, wie ich später zeigen werde, aber nur durch genaue Kenntnis der von Fr. Schmidt gewonnenen Resultate und durch weitere exakte Untersuchungen.

Ich beginne mit der Zone D_1, der ältesten der Zonen, die ich einem genaueren Studium unterzogen habe:

D_1, Jewesche Schicht, als „siliceous limestone and shale" von Bassler charakterisiert (p. 9). Daran ist allein richtig das Wort „limestone" und auch das nur bedingt, denn es handelt sich fast stets um Mergel, da der Gehalt an Ton 50 % oft weit übersteigt, und in den seltensten Fällen um Kalk. Von kieseligem Kalk kann schon gar nicht die Rede sein, da es sich um ein ganz lockeres, weiches, leicht zerfallendes Gestein handelt, das Kieselsäure als solche kaum, d. h. nicht mehr als andere Kalke enthält. Daß in diesem Gestein die Fossilien häufig verkieselt sind, darf den Schluß, daß auch der Kalk es ist, nicht zulassen. Schiefer fehlen in der Jeweschen Schicht gänzlich, sowohl Tonschiefer, als geschieferte Kalke und geschieferte Mergel.

Nach meinen Beobachtungen ist das Gestein der Jeweschen Schicht folgendermaßen zu charakterisieren: Mehr oder weniger dünnplattige Kalke und Mergel, die niemals schieferig, dagegen aber oft dickbankig werden. Verkieselt, wie Fr. Schmidt es angibt, sind die Kalke nur ganz lokal.

D_2 Kegelsche Schicht, nach Bassler (p. 9) „shaly fossiliferous limestone". Die Kegel'sche Schicht ist als mehr oder weniger dünnbankiger Kalk ausgebildet, dessen einzelne Bänke durch dünne Tonlagen getrennt sind. Geschiefert sind die Kalke niemals.

D_3 Wassalemsche Schicht, nach Bassler (p. 9) als „very fossiliferous thin bedded blue limestone and shale" ausgebildet.

[1] Fr. Schmidt, Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten. Teil I. (Mém. de l'Acad. d. sc. d. St.-Petersbourg.) VII série. 30. p. 9—41.

In Wirklichkeit ist der Wassalemsche Kalk außerordentlich dickbankig, was gerade sein Charakteristikum bildet und seine große technische Verwendung ermöglicht. Die ungeheuren einheitlichen Blöcke des kristallinen Kalkes im großen Wassalemschen Steinbruch werden jedem, der sie gesehen hat, in Erinnerung bleiben. Daß dazwischen, besonders oben, auch dünnere Lagen sich einschalten, und ebenso tonige, aber plastisch-tonige Zwischenlagen, berechtigt nicht zu den Bezeichnungen „thin bedded" und „shale". Man kann die Wassalemsche Schicht als sehr dickbankigen, grobkristallinen organogenen Kalk bezeichnen, der nach obenhin und auch sonst etwas dünnbankigen Charakter zeigen kann und dessen Bänke durch dünne plastische Tonlagen getrennt werden.

E. Wesenbergsche Schicht, von Bassler (p. 9) als „fossiliferous yellow shale and thin limestone interbedded" bezeichnet. Fr. Schmidt schreibt (l. c. p. 35): „das Gestein pflegt ein dichter, gelblicher oder bläulicher Kalk zu sein, der in einige Zoll mächtige Schichten bricht, die durch dünne Mergellagen getrennt sind". Dieser Charakteristik wäre höchstens noch hinzuzufügen, daß die dünnen Zwischenlagen oft nicht aus Mergel, sondern aus plastischem Ton bestehen. Im übrigen zeigt sie die völlige Sinnlosigkeit der Bassler'schen Angaben und die dadurch bedingte Entstellung der Tatsachen.

F_1 α Untere Lückholmsche Schicht wird von Bassler (p. 9) als „magnesian limestone holding *Maclurea*. *Subulites* and other gastropods closely related to American Trenton species". Fr. Schmidt schreibt (p. 37) von dieser Zone: „ein weißer, dichter, kieselreicher Kalk, ähnlich dem Wesenberger, mit wenig Korallen". Dieser Kalk ist nach einer chemischen Analyse sehr wenig Mg-haltig. Wie weit der Kalk dieser Zone tatsächlich im Osten in echte Dolomite, nicht dolomitischen Kalk, übergeht, hat weder Fr. Schmidt erkannt, noch lassen meine Untersuchungen bis jetzt einen Schluß zur Lösung dieser Frage zu. Eigenartig berührt es, wenn Bassler gerade Gastropoden im allgemeinen wie im speziellen *Maclurea* und *Subulites* als für diese Zone charakteristisch hält, während nach Fr. Schmidt, Koken und nach meinen Beobachtungen *Maclurea* auf die Obere Lückholmsche Schicht (F_1 β) beschränkt ist, und *Subulites* wie überhaupt Gastropoden hier in großer Fülle auftreten. Bassler ist hier die unangenehme Verwechslung untergelaufen, daß er die Zonen F_1 α und F_1 β verwechselt und der ersteren den Gastropodenreichtum zuschreibt, während dieser gerade der letzteren eignet.

F_1 β Obere Lückholmsche Schicht, nach Bassler (p. 9) als „gray to yellow argillaceous limestone with many corals *Halysites, Calopoecia, Heliolites* etc." bezeichnet. Diese Charak-

teristik ist richtig bis auf die Bezeichnung „yellow". Es können allerdings lokal infolge der Verwitterung gelbliche Färbungen entstehen, das frische Gestein ist jedoch stets grau bis dunkelblau oder schwärzlich. Fr. Schmidt schreibt (l. c. p. 37): „Ein grauer mergeliger Kalk, der stellenweise voller Korallen ist." Die paläontologische Charakterisierung Bassler's läßt, wie unten hervorgehoben, das Betonen des ungeheuern Gastropodenreichtums vermissen; dann wäre es auch angebracht gewesen, der Fülle der Favositiden, der Einzelkorallen wie *Streptelasma* und *Petraia* u. a. zu gedenken, die hier eine größere Rolle spielen als die von Bassler genannten Formen.

F_2 Borkholmsche Schicht von Bassler (p. 9) als „massive siliceous white limestone" bezeichnet. Von den einzelnen Abteilungen der Borkholmschen Schicht weiß Bassler nichts. Fr. Schmidt schreibt darüber (l. c. p. 39): „Zu oberst liegen feste, zum Teil dichte, kristallinische weißgraue Kalksteine von splittrigem Bruch . . . . : darüber kieselige oder mergelige, etwas bituminöse rötlichbraune Plattenkalke mit Mergellagen wechselnd. Dann ziemlich lockere, grobkörnige, bisweilen etwas dolomitische Kalke . . . . . Zu unterst folgt eine Bank von Encrinitenstielen." Es ist nicht zu verstehen, warum B. an dieser Stelle nicht auf die Schmidt'sche Definition zurückgreift, wo er doch sehen mußte, daß sein Material nur der einen der Schmidt'schen Unterabteilungen von F_2 entstammen konnte.

Vielleicht hat Bassler in seiner Tabelle (p. 9) nur eine Darstellung der Verhältnisse geben wollen, wie er sie aus seinen Handstücken kennen gelernt hat. Das hätte aber betont werden müssen. Im übrigen müssen es, wenigsten zum Teil, recht eigenartige Handstücke gewesen sein, die ihn derartiges lehren konnten.

Der zweite Punkt betrifft die zeitliche Lücke, die Bassler zwischen $F_1\ \alpha$ und $F_1\ \beta$ konstruiert. Dargestellt werden die Verhältnisse auf einer Tabelle (p. 38), deren wesentlichen Teil ich auf p. 716 wiedergebe. Die Rubrik rechts bringt die Gleichsetzung der Schichten zum Ausdruck, wie ich sie vorläufig für wahrscheinlich halte. Ich halte die Gleichsetzung jedoch nicht für endgültig, da meine Studien darüber noch nicht zum Abschluß gelangt sind. Das hindert jedoch nicht, zu zeigen, wie irrtümlich die Auffassung Bassler's von der Lücke zwischen $F_1\ \alpha$ und $F_1\ \beta$ und wie unzureichend die von ihm herangezogenen Beweismittel sind.

Bassler schreibt p. 5: „Thus the entire Middle Cambrium is wanting and, according to the present results, the greater portion of the North-American Ordovician section is absent", und p. 17: „Without the evidence of the fauna, the presence of a great time break in this formation (Lückholm) might not be suspected."

	Nordamerika i. a. („General time scale“)		Upper Mississippi valley	Baltic Russia (n. Bassler)	Baltic Russia (n. Born.)	
Silurian (= Obersilur)	Richmondian	Girardeau Whitewater Liberty Waynesville Arnheim	Noise oolite Maquoketa shale Wykoff limestone Fernvale limestone	Borkholm limestone (F_2) Lückholm l. (upper part F_1) = F_1 β	Borkholm F_2 ? ?	Ordovician = Untersilur
Ordovician (= Untersilur)	Cincinnatian	Mc. Millan Fairview Mc. Micken Southgate Economy Utica			entweder Ober-Lückholm F_1 β / Unter-Lückholm F_1 α	
	Trenton	Catheyo Perryville Flanagan Bigby Wilmore Hermitage Prosser	Stewartsville dolomite (*Maclurea* bed) *Fusispira* bed / *Nematopora* bed / *Clitambonites* bed	Lückholm limestone (lower part F_1) = F_1 α Wesenberg limestone (E)	oder Ober-Lückholm F_1 β / Unter-Lückholm F_1 α Wesenberg. Sch. E	
	Black River	Kimmsky Decorah Watertown Lowville	Decorah shale Plattville limestone	Wassalem beds (D_3) Kegel limestone (D_2) Jewe „ (D_1) Itfer „ l_3 Kuckers shale l_2		

Bassler beginnt den Beweis seiner Behauptung damit, daß er für die Wesenbergsche Schicht (E) ein „early Trenton“ Alter wahrscheinlich zu machen sucht. Seine Vermutung wird jedoch in keiner Weise bewiesen. Von den in beiden Zonen (E — early Trenton) gemeinsam auftretenden Brachiopoden (p. 16) ist *Dalmanella testudinaria* sowohl nach Beobachtungen von Wysogorsky[1] wie nach den meinigen, durchaus nicht mehr auf E beschränkt, sondern kommt auch in D_2 (Kegelsche Schicht) vor. ebenso wie in C_2 bei Kuckers. Ähnlich verhält es sich mit *Pleetambonites sericeus*, die fast durch das ganze estländische Untersilur hindurchgeht. Beide Formen kommen daher für die Gleichsetzung im Sinne Bassler's nicht in Betracht. *Orthis plicatella* ist allerdings nach Wysogorsky[2] auf E beschränkt.

Bezüglich zweier weiteren Formen hat Bassler seine Zweifel selbst zum Ausdruck gebracht: *Strophomena* cf. *scofieldi* und *Rafinesquina* cf. *deltoidea*. Letztere ist in Estland ebenfalls nicht auf E beschränkt, sondern kommt auch in $F_1\ \beta$ vor. — „The gastropods of both areas are well known and show some similarity“ (p. 16). *Pleurotomaria* (= *Murchisonia*) *insignis* Eichw. soll die gleiche sein, wie *Hormotoma major* Hall aus dem „earliest Trenton“ von Missouri und Minnesota. Und *Maclurea neritoides* Goldf. soll den amerikanischen Formen sehr nahe stehen. Das mag alles richtig sein, aber *Murchisonia insignis* ist in E sehr selten, kommt dagegen in $F_1\ \beta$ sehr häufig vor, und *Maclurea neritoides* kommt in E überhaupt nicht vor, auch nicht in $F_1\ \alpha$, wie Bassler es in seiner Tabelle angibt, sondern ausschließlich, und zwar recht häufig, in $F_1\ \beta$, wo sie einer der wesentlichsten Leitformen darstellt (siehe auch Koken, Bull. de l'Acad. d. sc. d. St.-Petersbourg. V. sér. tome VII. 1897. p. 107 u. a.). — Daß eine *Protarea* beiden Zonen gemeinsam ist, sagt in dieser Form gar nichts und ebensowenig die Tatsache, daß eine *Streptelasma* ähnlich *S. profundum* Hall vorkommen soll. Solche Formen kommen schon in D_1, aber auch in F_1, vor. — Für eine Identifizierung der Wesenbergschen Schicht (E) mit dem „early Trenton“ spräche also nur die Bryozoenfauna. Von 24 estländischen Arten finden sich 10, also 41 % im nordamerikanischen „early Trenton“ wieder. Im übrigen scheint es mir nicht angängig, nur eine einzige Tiergruppe für stratigraphische Gleichsetzungen zu verwerten.

Ein ähnliches Alter wie der Wesenbergschen Schicht (E) kommt nun nach Bassler (p. 17, 36, 37) auch der Unteren Lückholmschen Schicht ($F_1\ \alpha$) zu, nämlich das des Galena-Trenton des Mississippi valley. Auf Grund der Bryozoen und der fälschlichen Annahmen, *Maclurea neritoides* käme in $F_1\ \alpha$ in Estland

[1] Z. d. deutsch. geol. Ges. 1900. p. 227.
[2] l. c. p. 231.

vor (p. 9 und 38) wird diese Zone dem Galena-Trenton gleichgesetzt, und zwar dem *Maclurea* bed (siehe Tabelle). In Nordamerika liegt nun über dem Galena-Trenton im allgemeinen noch die Serie des Cincinnatian (Tab. linke Spalte); im Mississippi valley folgt jedoch über den Galena-Trenton sofort das Richmondian mit seinem Korallenreichtum. Hier liegt also nach Bassler eine große zeitliche Lücke vor. Die Verhältnisse im Mississippi valley überträgt er auf Estland. Dem Galena-Trenton (Stewartsville dolomite) mit dem *Maclurea* bed entspricht, wie gesagt, das Unterlückholm (F_1 α) mit dem hier fälschlich vermuteten *Maclurea* bed; und dem Korallenhorizont des nach B. obersilurischen Richmondian (Fernvale limestone etc.) entsprechen das Oberlückholm (F_1 β) und das Borkholm (F_2). Also auch hier dieselbe Lücke wie im Mississippi valley. Dabei macht nun Bassler den einen großen Fehler, daß er das *Maclurea* bed in F_1 α vermutet, während es tatsächlich in F_1 β liegt. Infolgedessen tritt eine erhebliche Änderung der Darstellung ein. Da ich, ebenso wie Bassler, wenigstens vorläufig, glaube, daß dem *Maclurea* bed ein gewisser stratigraphischer Wert zukommt, so muß in der Tabelle F_1 β herunterrücken an die Stelle von F_1 α und würde diesem dicht folgen (siehe Tabelle rechte Spalte). Infolgedessen schließt sich die Lücke zwischen F_1 α und F_1 β zwanglos. — Bassler zieht nun allerdings für seine Gleichstellung von F_1 α und F_1 β mit den nordamerikanischen Zonen außer dem *Maclurea* bed einmal die Bryozoen heran, dann aber auch die nur in seiner Vorstellung vorhandene große faunistische Übereinstimmung zwischen E und F_1 α einerseits und F_1 β und F_2 andererseits, und den großen Unterschied zwischen F_1 α und F_1 β heran. Was die Bryozoen anbelangt, so hat er leider gerade für die Zone F_1 α in seiner Tabelle (p. 18) nicht angegeben, wieviel Arten sie mit seinem nordamerikanischen Äquivalent, dem Stewartsville dolomite gemeinsam hat. Die vermuteten Unterschiede wie Übereinstimmungen existieren im übrigen nicht. Petrographisch besteht eine gewisse Übereinstimmung zwischen E und F_1 α, aber faunistisch sind recht erhebliche Unterschiede vorhanden. Es sind die gleichen Unterschiede, wie sie ganz allgemein zwischen den estländischen untersilurischen Stufen bestehen: Eine gewisse Zahl von Arten geht durch eine Reihe von Stufen hindurch (z. B. *Orthisina Verneuili*, *Porambonites teretior*, *Platystrophia biforata*, *Leptaena rhomboidalis*, *Plectambonites sericeus*, *Streptelasma* cf. *corniculum*). Daneben kommen dann die Variationen dieser Arten vor, die immer nur auf die einzelnen Stufen beschränkt sind; ebenso beschränkt sind meist eine Reihe von Trilobiten, auf E z. B. *Chasmops wesenbergensis*, *Lichas Eichwaldi*, *Encrinurus Seebachi*, und Gastropoden wie *Carinariopsis rostrata*, *Worthenia Mickwitzi*, *Pleurotomaria elliptica*, *P. lenticularis*, *P. baltica*, *Raphistoma wesenbergense*, *Subulites wesenbergensis*.

Diese Formen geben der Zone dann ihr charakteristisches Gepräge. Und ein solch eigenes Gepräge besitzt die Zone E gegenüber $F_1\ \alpha$ in sehr starkem Maße, da vor allem in E eine große Zahl von Formen, besonders Trilobiten und Gastropoden, aber auch Brachiopoden erlischt, andererseits auch in $F_1\ \alpha$ neue Formen einsetzen.

Ganz anders liegen die Verhältnisse zwischen $F_1\ \alpha$ und $F_1\ \beta$, wo Bassler einen großen faunistischen Unterschied sehen will. Fast sämtliche Formen, die in $F_1\ \alpha$ auftreten, finden sich auch in $F_1\ \beta$. Durch keinen Trilobiten, kein Brachiopod, keine Koralle, keinen Zweischaler wird der Zone $F_1\ \alpha$ gegenüber $F_1\ \beta$ ein eigenes Gepräge verliehen. Keine einzige Art dieser Gruppen eignet ihr, alle finden sich im Oberen Lückholm wieder, und nur wenige Gastropoden, wie *Subulites inflatus*, *Euomphalus laminosus*, *Pleurotomaria numismalis* u. a. finden hier ihr Ende. Das ist der große Unterschied gegenüber E und $F_1\ \alpha$, daß der Gegensatz zwischen $F_1\ \alpha$ und $F_1\ \beta$ nicht bedingt ist durch das Erlöschen einer größeren Zahl charakteristischer Formen in der älteren Zone, sondern nur das neue Hinzutreten einer Fülle von Formen zu einer fast vollständig weiter bestehenden Formengemeinschaft. Im ersten Falle ($E—F_1\ \alpha$) mußten die chemisch-physikalischen Verhältnisse des Meeres eine Änderung erfahren haben, um das Erlöschen eines ziemlich hohen Prozentsatzes einer Faunengemeinschaft zu bedingen; im Falle $F_1\ \alpha—F_1\ \beta$ trat eine derartige Veränderung nicht ein — wenigstens machte sich irgend ein Einfluß in der Fauna nicht bemerkbar, und das ist ja das wesentlichste Kriterium, was wir dafür besitzen. Ich sehe daher im Gegensatz zu Bassler trotz des Hinzutretens der Fülle der Korallen in $F_1\ \beta$ den engsten Zusammenhang zwischen $F_1\ \alpha$ und $F_1\ \beta$, einen derartig engen Zusammenhang, daß vom faunistischen Standpunkt aus eine große Lücke, wie Bassler sie annimmt, völlig unmöglich ist. Ähnlich wie mit E und $F_1\ \alpha$ verhält es sich auch mit den faunistischen Beziehungen zwischen $F_1\ \beta$ und F_2. Es ist hier nicht der Ort, auch diesen Punkt noch einmal näher auseinanderzusetzen, meine Arbeiten werden darüber noch eingehend Aufschluß geben. — Kurz möchte ich noch auf die Berechtigung eingehen, mit der Bassler $F_1\ \beta$ und F_2 dem Obersilur zuzurechnet. Wer nicht genau darüber orientiert ist, könnte der Tabelle p. 38 entnehmen, es wäre in Nordamerika allgemein üblich, das Richmondian zum Obersilur zu stellen. Das ist jedoch keineswegs der Fall, in der neueren Literatur scheinen alle Silurforscher (z. B. Foerste, Cumings, Gordon, Hayes, Mickels, Rüdemann, Sardeson, Ulrich, Winchell u. a.) das Richmondian zum Cincinnatian und das wieder ins oberste Untersilur (Ordovician) zu stellen. $F_1\ \beta$ und F_2 würden also, wenn sie wirklich beide dem Richmondian entsprechen sollten, doch untersilurisch sein. Daß in beiden, im Richmondian wie in $F_1\ \beta—F_2$, eine *Atrypa*, *Leptaena rhomboidalis* und je eine *Streptis* und *Stricklandinia* auf-

treten, kann unmöglich einmal ihre Gleichalterigkeit, anderseits ihr obersilurisches Alter beweisen, denn *Atrypa*-Arten sind seit langem aus verschiedenen untersilurischen Zonen Böhmens wie Englands bekannt, *Leptaena rhomboidalis* tritt in Estland schon seit C_2 (Kuckerssche Sch.) in allen Zonen in typischer Form auf, kann also nicht im geringsten mehr als typisch-obersilurische Form angesehen werden; und schließlich sagen je eine unbestimmbare *Streptis* und *Stricklandinia* nichts über das Alter aus. Im übrigen ist es selbstverständlich und längst bekannt, daß das Untersilur bereits typische Vertreter der obersilurischen Faunen birgt. Die Gleichalterigkeit des Richmondian mit $F_1\ \beta$ und F_2 stützt sich also schließlich auf drei Bryozoenspezies (p. 17) und das ist m. E. etwas wenig. Ein Versuch, auch andere Tiergruppen für die Altersdeutung heranzuziehen, ist gar nicht gemacht worden. Wohl könnte F_2 dem Richmondian entsprechen — von F_1 halte ich es für unwahrscheinlich — aber der von Bassler eingeschlagene Weg ist nicht im geringsten geeignet, es wahrscheinlich zu machen. Verhält es sich wirklich so, dann läge irgendwo zwischen $F_1\ \beta$ und F_2 eine Lücke, aber das hat Bassler nicht behauptet und ich bestreite es nicht. Wohl gäbe es aber noch eine zweite Möglichkeit, daß nämlich die *Maclurea*-Horizonte nicht gleichaltrig und daß die Bryozoen nicht leitend wären. Dann würden Unter- und Ober-Lückholm einem Teil des Cincinnatian entsprechen, und das scheint mir das wahrscheinlichere. Wo dann die Lücke liegt, falls überhaupt noch eine vorhanden, das zu untersuchen, ist nicht Zweck dieser Zeilen; Zweck allein war es, die von Bassler entstellten Tatsachen zu berichtigen und die daraus gezogenen Schlüsse in das rechte Licht zu rücken.

Frankfurt a. M., Senckenberg-Museum, Oktober 1913.

Miscellanea.

Die akademischen Behörden der schwedischen Universität Lund haben beschlossen, beim schwedischen Reichstag die Bewilligung von ein Drittel Millionen Kronen zur Erbauung eines neuen geologisch-meteorologischen Instituts in Lund nachzusuchen.

Personalia.

Gestorben: Prof. Dr. A. Baltzer in Bern.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Adolf Hofmann †.

Am 9. September d. J. starb in Prag Hofrat Adolf Hofmann, Professor der Příbramer Montan-Hochschule i. R., in seinem 61. Lebensjahre.

Hofmann wurde am 17. Jänner 1853 zu Žebrák in Böhmen geboren, war nach der Absolvierung der Bergakademie in Leoben dortselbst als Assistent, in den Jahren 1880—1888 als Dozent tätig, supplierte 1888/9 die Professur der Lagerstättenlehre, Mineralogie und Geologie in Příbram, wo er 1889 zum außerordentlichen, 1893 zum ordentlichen Professor ernannt wurde und bis 1909 wirkte; in diesem Jahre übersiedelte er nach Prag und setzte im mineralogischen Institut der böhmischen Universität seine, vor allem Příbram und die böhmischen Goldvorkommen behandelnden Arbeiten fort.

Hofmann's wissenschaftliches Wirken war den verschiedensten Zweigen der Geologie gewidmet, besonders aber einerseits der Vertebratenpaläontologie, andererseits der Lagerstättenlehre. Über vierzig Publikationen in deutscher und böhmischer Sprache teilen die Resultate seiner Untersuchungen mit; dieselben sind zumeist im Jahrbuch, Verhandlungen und Abhandlungen der geologischen Reichsanstalt in Wien, Sitzungsberichten der königl. böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften und Abhandlungen resp. Bulletin international der böhmischen Akademie in Prag veröffentlicht worden.

Die paläontologischen Arbeiten Hofmann's datieren zumeist aus seiner Leobener Zeit, wo er durch eifrige Sammlertätigkeit ein umfangreiches Studienmaterial aus den Braunkohlenablagerungen des steiermärkischen Miocäns zusammenbrachte. Seine Hauptarbeiten sind da eine Bearbeitung der miocänen Krokodiliden Steiermarks, 1885 in den Mojsisovics-Neumayer'schen Beiträgen zur Paläontologie Österreich-Ungarns und des Orients, und Monographie der Fauna von Göriach, 1893 in den Abhandlungen der Wiener geologischen Reichsanstalt erschienen. Außer den steirischen bearbeitete Hofmann auch einzelne böhmische, mährische und bosnische Funde von fossilen Vertebraten.

1899 veröffentlichte Hofmann gemeinsam mit F. Ryba einen großen „Atlas der Leitpflanzen paläozoischer Steinkohlenablagerungen in Mitteleuropa", und in der letzten Zeit kehrte er nochmals zu den Fragen der Kohlengeologie zurück und publizierte einige Mitteilungen über dynamische Phänomene derselben (Kreis- oder Augenkohle usw.).

Wie die paläontologische Arbeit Hofmann's vorzugsweise der Steiermark gewidmet war, so galten seine Untersuchungen auf dem Gebiete der Lagerstättenlehre vor allem den böhmischen Vorkommen. Das Příbramer Ganggebiet bewachte er jahrelang und berichtete in zahlreichen Mitteilungen über neue Funde von Mineralien (Berthierit, Witherit, Scheelit), über Orte mit abweichender Erzführung (Střebsko, Narysov), gab aus Anlaß des Wiener Geologenkongresses 1903 eine gedrängte zusammenfassende Darstellung der Příbramer Erzgänge und noch in Prag bearbeitete er (im Verein mit dem Schreiber dieser Zeilen) die Příbramer „Dürrerze". In den Goldquarzgängen von Kasejovic entdeckte er ein Tellurmineral (Nagyagit?) und beschrieb dieses goldführende Gebiet, sowie einige kleinere Vorkommen, z. T. mit Schr. d. Z., in einer Reihe von Publikationen (1906—1913).

Hofmann führte auch die Untersuchung der Antimonitgänge von Příčov durch, und von außerböhmischen Lagerstätten brachte er wichtige Beiträge zur Kenntnis der Hohen Tauern, von Kraubat, Monte Mulatto und Veitsch.

Der praktische Sinn und die Gründlichkeit Hofmann's äußert sich in allen seinen Publikationen, nicht weniger aber auch in seiner Tätigkeit als Hochschullehrer und praktischer Bergmann; die Ausstattung seines Příbramer Institutes mit reichhaltigen und instruktiven Sammlungen war zur Gänze sein Werk. Alle Fachgenossen, die in den Jahren seines Wirkens Příbram besucht haben, werden das unbegrenzte Entgegenkommen in Erinnerung behalten, welches Hofmann den wissenschaftlichen Interessen Anderer entgegenbrachte, und die Bereitwilligkeit, mit welcher er jeden mit Příbramer und anderem Arbeits- und Sammlungsmaterial aus seinen reichen Vorräten versah.

Ehre dem Andenken des gediegenen Forschers, vorzüglichen Lehrers und edlen Mannes! **F. Slavik.**

Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Bonn.

20. Einige Bemerkungen über die Einschlüsse im Leucit-Tuff der Kappiger-Ley.

Von **P. Michael Hopmann**, O. S. B.

Die Kappiger-Ley nordwestlich vom Laacher See ist bisher als Fundstelle vulkanischer Auswürflinge wenig bekannt. In älteren Sammlungen finden sich Bruchstücke großer Sanidinkristalle von dort, sowie Staurolith führende kristalline Schiefer. Letztere hat R. Brauns aus der Reiter'schen Sammlung zu Neuwied kurz erwähnt[1]. Da in der großen Jacob'schen Sammlung Staurolith- und

[1] R. Brauns, Die kristallinen Schiefer aus dem Laacher Seegebiet und ihre Umbildung zu Sanidinit. Stuttgart 1911.

Disthen-Glimmerschiefer nur vom Hüttenberg bei Niederzissen vorhanden sind, machte ich den Versuch, die Umgebung der Kappiger-Ley auf solche Auswürflinge hin abzusuchen, wobei ein überraschendes Ergebnis zutage trat. Während Dr. Halfmann bei seinen Aufsammlungen im Gebiete der Riedener Leucittuffe, deren Ergebnisse seine demnächst erscheinende Dissertation mitteilt, kein einziges Stück eines kristallinen Schiefers gefunden hat, wurden hier am NO.-Abhange der Riedener Umwallung zahlreiche kristalline Schiefer verschiedener Art gefunden. Der Tuff des abgesuchten Gebietes muß also einem kleinen, gesonderten Ausbruche entstammen; von dem Tuff in der Umgebung des Dachsbusches und des Hüttenberges, nördlich vom Wehrer Kessel, aus dem die von R. Brauns vorzugsweise untersuchten kristallinen Schiefer stammen, unterscheidet er sich durch seinen Leucitgehalt, und gehört demnach zur Gruppe der Leucitphonolithe.

Von den aufgesammelten kristallinen Schiefern, die mit den 1910 von mir beschriebenen Staurolith- und Disthen-Glimmerschiefer vom Hüttenberge [1] ziemlich übereinstimmen, enthalten 11 Staurolith, 2 Disthen und 7 Staurolith und Disthen. Andere Glimmerschiefer nnd Phyllite führen als charakteristische Mineralien Granat, Andalusit und Korund; unter ihnen sind einige auffallend reich an Granat oder Kornnd.

Vollständige Reihen von Umwandlungen, wie sie R. Brauns mitteilen konnte, lassen sich an dem Material von der Kappiger-Ley einstweilen nicht aufstellen. Pyrometamorphose tritt nur schwach hervor. Die Umwandlung von Staurolith und Disthen in Sillimanitaggregate, von Andalusit in Korund unter Bildnng von Alkalifeldspat, kann wohl nnr auf Pyrometamorphose zurückgeführt werden; dabei ist es nicht zur Bildung von Glas gekommen. Meist finden sich Aggregate von Korund, Spinell, Biotit, Magnetit und zuweilen etwas Feldspat an Stelle der veränderten Idioblasten (Staurolith, Granat). Selten tritt Cordierit auf.

Deutlicher ist die Einwirkung erhöhter Temperatur an solchen Answürflingen kristalliner Schiefer, die sich in Mineralbestand und Textur von den bisher genannten gut unterscheiden. Staurolith und Andalusit sind nicht vorhanden; Korund, Granat nnd heller Glimmer nur ganz vereinzelt. Letzterer ist immer von einem Kranz kleiner Biotitschüppchen umgeben. Bei den hellen Bestandteilen vermißt man vielfach eine deutliche Längserstreckung; sie zeigen hornfelsähnliche Pflasterstruktur. Quarz bildet nur selten die Hauptmasse der hellen Komponenten; alsdann sind die einzelnen Körner von schmalen Glassäumen umzogen. Meist tritt Quarz gegen Feldspat zurück; die gerundeten Körner sind oftmals von kleinen Feldspatkörnern umsäumt. Feldspäte verschiedener

[1] Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins. 67. Jahrgang. 1910. p. 193—236.

Zusammensetzung zeigen außer der erwähnten Pflasterstruktur vielfache Durchwachsungen und eigentümliche Verzahnungen; größere Körner, wie sie in den vorhin genannten kristallinen Schiefern vorhanden sind, die zahlreiche Quarz- und Glimmerreste in parallelen Reihen einschließen, fehlen in diesen Auswürflingen.

In diese an sich körnigen Aggregate der hellen Gemengteile wird eine oft feine Schichtung durch parallel eingelagerte Biotitblättchen gebracht. Sie haben die gewöhnliche braune Farbe, während der dunkle Glimmer in den zuerst genannten Schiefern einen grünlichen Ton zeigt. Pyroxen- und Amphibolmineralien treten stärker hervor. In diesen Schiefern fehlt Glas nie. Bei reichlicher Ausbildung des Feldspates findet sich nur wenig Glas, und zwar in eigenartig zersetzten Biotitstreifen. Während die Biotitblättchen, die die Schieferung des Gesteins bedingen, im allgemeinen unangegriffen oder nur von feinen Magnetitoktaedern besetzt, gelegentlich auch von größeren Epidotkörnern durchbrochen sind, finden sich in einer Anzahl von Schliffen mehr oder weniger schmale Streifen, in denen kleine, hellgelbe, meist rechteckige Biotitblättchen mit gerundeten Ecken dicht gedrängt in einer hellen Grundmasse liegen, die wohl Feldspat sein dürfte. Die vielen kleinen Glimmerblättchen liegen in der Mehrzahl untereinander parallel und lassen öfters aus ihrer Anordnung auf die Umrisse der Biotitleisten schließen, aus denen sie durch Zerfall hervorgegangen sein mögen. Die Mitte der Streifen ist trübgelblich, wie mit einem feinen Pigment erfüllt. Auch dieses erweist sich durch starken Dichroismus und kräftige Doppelbrechung als Biotitsubstanz. Eine derartige Zersetzung des Biotits findet sich in geringen Spuren in allen Auswürflingen dieser Gruppe.

Eine weitere Gruppe der Lesesteine von der Kappiger-Ley ist durch das Vorherrschen von Pyroxen- und Amphibolmineralien gekennzeichnet. Einige weisen durch die feinschichtige Lagerung der gestreckten dunklen Gemengteile in einer richtungslos körnigen Feldspatmasse, und mehr noch durch ihre quer zu dieser Schichtung verlaufenden geradlinigen und parallelen Risse, die den durch Transversalschieferung entstandenen entsprechen, deutlich auf ihre ursprüngliche Natur als sedimentäre Schiefer hin, während es jetzt eigenartige Augit-Feldspatgesteine sind, die keinem bekannten Gestein direkt zugewiesen werden können.

Andere setzen sich aus der Hauptsache nach richtungslos körnigen Massen zusammen, die zahlreiche Reste weniger umgewandelter Biotit-Feldspatschiefer umschließen, oder selber gangartig in solche Schiefergesteine eingeschaltet sind. Das Pyroxenmineral ist zum Teil ein grüner Augit, der dem optischen Verhalten nach als Ägirinaugit bestimmt werden kann, z. T. ein braungelblicher, der mit gerader Auslöschung die Licht- und Doppelbrechung und den Pleochroismus des gemeinen Augits ver-

einigt. Er ist teils stark mit Magnetitausscheidungen durchsetzt, teils mit Hornblende so innig verwachsen, daß diese aus ihm hervorgegangen zu sein scheint; darum ist eine genaue Bestimmung nicht möglich. Augit und Hornblende bilden auch die Ausfüllung der Risse der Transversalschieferung.

In dieser Gesteinsgruppe findet sich Glas von geringen Spuren bis zu größeren Mengen. Man findet Gesteine, die stark kavernös sind; gelbliches Glas ist makroskopisch sichtbar, die Schichtung wird verwischt. Schließlich unterscheiden nur noch die grünen Klüfte der Transversalschieferung das Gestein von einem richtungslos struierten Sanidinit.

Die Art der Umwandlung der kristallinen Schiefer in diese Augit-Feldspatgesteine dürfte sich bei weiterer Untersuchung noch näher verfolgen lassen. Jedenfalls kann man schon sagen, daß die Umwandlungen durch heiße Gase und die von diesen zugeführten Stoffe bewirkt worden sein müssen.

Außer diesen zweifellos metamorphen Gesteinen kommen unter den Auswürflingen der Kappiger-Ley helle und dunkle körnige Gesteine vor; die ersteren haben den Charakter von Nephelinsyenit, sind aber im ganzen selten; die anderen gleichen z. T. in ihrem Mineralbestand (Augit, Ägirinaugit, Biotit, Olivin und einem völlig umgewandelten Mineral, wohl Leucit) und Aussehen den Ausscheidungen oder Einschlüssen im Noseanphonolith von Kempenich. Über ihre Natur wird sich erst genaueres aussagen lassen, wenn die Untersuchung jener Ausscheidungen im Noseanphonolith, die im hiesigen Institut bereits im Gang ist, abgeschlossen ist. Andere bestehen fast nur aus Augit und Nosean und dürften vielleicht dem Tawit zu vergleichen sein, wieder andere bestehen aus Augit und Magnetit; derartige sind von Halfmann in seiner Dissertation genauer beschrieben worden. Wenn diese dunklen Auswürflinge auch vielfach den Eindruck von Tiefengesteinen machen, so ist es doch auch sehr gut möglich, daß es basische Ausscheidungen der Alkali-Eruptivgesteine sind.

Der Tuff, dem alle diese Auswürflinge entstammen, ist nur im Wasserriß an der von der Kappiger-Ley nach Laach führenden Straße aufgeschlossen. Die in ihm enthaltenen, verwitterten Leucite, die sich auch in den zuweilen sehr großen Bimssteinen des Tuffes reichlich finden, reihen ihn unter die Leucit-Phonolithtuffe ein.

Noch unmittelbarer wird die Beziehung der Auswürflinge zu den Phonolithausbrüchen erwiesen durch die zahlreichen Bomben eines Eruptivgesteines, das als einziges in nennenswerter Menge in diesem Tuffe auftritt. Seine graugelbe Grundmasse ist äußerst feinkörnig. Durch Verwitterungsprodukte und feine Poren erscheint sie fein gesprenkelt. Unregelmäßig gestaltete Hohlräume durchsetzen das Gestein in parallelen Ebenen und lassen auf plötzliche Erstarrung schließen.

Einsprenglinge treten nur vereinzelt auf: Sanidinleisten, Augitkörner, Biotittafeln, Schieferschülferchen und zuweilen weiße Noseankristalle mit guter Kristallbegrenzung, jedoch nicht über 1 mm Durchmesser. U. d. M. glaubt man auf den ersten Blick ein durch Mikrolithe oder Verwitterungsprodukte feingetüpfeltes, stellenweise auch gelblich trübes Glas zu sehen, in welchem nur vereinzelt Mineralkörner zu erblicken sind. Bei starker Vergrößerung löst sich dieses „Glas" unter gekreuzten Nikols in schwach polarisierende Flecken auf, die meist unregelmäßig konturiert, zuweilen auch rundlich oder undeutlich viereckig sind. Wird der Schliff mit HCl behandelt, so verschwinden diese Flecken und es bilden sich reichlich Kochsalzwürfelchen. Dies deutet auf Nephelin hin. Deutliche Nephelinlängsschnitte mit kastenartigen Einlagerungen feinster Stäbchen finden sich nur selten. Glasbasis tritt zwischen den polarisierenden Flecken nur stellenweise etwas mehr hervor, ist aber wohl stets vorhanden. Als nächst häufiger Bestandteil der Grundmasse sind kleine, äußerst feine, hellgrau polarisierende Nadeln zu nennen, die als Feldspatmikrolithe angesprochen werden müssen. Diese werden durch HCl nicht verändert. Augitmikrolithe finden sich sehr spärlich. Man erkennt sie an der mehr gedrungenen Form und an der höheren Licht- und Doppelbrechung. Meist kann man auch eine schwach grünliche Eigenfarbe beobachten. Ein sehr wechselnder Bestandteil der Grundmasse ist der Leucit. In einem Stücke findet er sich reichlich, im anderen sehr spärlich. Nur einmal wurde er mit den charakteristischen Mikrolithkränzchen beobachtet; meist sind die Durchschnitte weiß, isotrop, und haben gerundeten Umriß. Ihre Größe hält sich im allgemeinen um 0,04 mm, selten wurden solche von 0,02 oder 0,07—0,1 mm Größe beobachtet. Rotbraune und gelbe Limonitflecken sind durch die ganze Grundmasse verbreitet. Streifen eines schwarzen Pigmentes durchziehen sie zuweilen.

Unter den Einsprenglingen sind besonders Nosean und Augit hervorzuheben. Die großen Noseane sind fast immer gerundet. Der Augit tritt in größeren und kleineren Bruchstücken auf. Selten gewahrt man vollständige Durchschnitte. Farbe, Pleochroismus und Auslöschungsschiefe lassen ihn dem Ägirin-Augit genähert erscheinen. Jedoch sind die Töne meist etwas dunkler als für Ägirin-Augit angegeben wird; z. B. statt grasgrün ein olivengraugrün. Zonarstruktur findet sich bei diesen Augiten fast gar nicht. Einsprenglinge von untergeordneter Bedeutung sind: seltene, breite Sanidinleisten; Apatit, der keinem Stücke fehlt, in kleinen Prismen und größeren Körnern, auch mit Glaseinschlüssen; sodann Biotitleistchen. Magnetit tritt nur in vereinzelten größeren Partien auf. Einige Male stehen diese mit Gebilden in Verbindung, die entweder als basische Schlieren des Magmas oder als Reste eines in der Tiefe eingeschmolzenen massigen Gesteines gedeutet werden

müssen. In einem farblosen Glase mit nur wenigen schwach grau polarisierenden Flecken liegt ein dichtes Netzwerk von Augitnadeln, zuweilen auch Magnetit-Oktaeder. Porphyrisch sind darin eingeschlossen große Augitdurchschnitte, die mannichfache Zonarstruktur um unregelmäßige Korrosionskerne, komplizierte Sanduhrstruktur und die Farben von Titanaugit aufweisen. Apatit tritt in größeren Körnern auf, vereinzelt gerundeter Nosean und Sanidin und reichlich Biotit. Auffallend ist das Vorkommen von brauner Hornblende. Einige ihrer Kristalle sind zertrümmert und randlich in eine feinkörnige Masse zersetzt, die wohl Augit sein könnte.

Einschlüsse von Quarzit- und Tonschieferbröckchen sind von einem Saum klaren Glases umgeben, in dem bald Augit- und Feldspatmikrolithe, bald kleine Leucite angereichert sind. Diese Schieferstückchen weisen keinerlei Spuren von kaustischer oder chemischer Veränderung auf.

Der Struktur nach können diese Bomben kaum etwas anderes darstellen, als ein Eruptivgestein; dem Mineralbestande nach muß man sie zu den Leucit-Phonolithen zählen. Von den anderen im Laacher Seegebiete (im weiteren Sinne) vorkommenden Leucit-Phonolithen weichen sie freilich bedeutend ab. Die anderen Phonolithe, auch die an der Nordseite des Wehrer Kessels am Dachsbusch und Hüttenberg in losen Blöcken vorkommende grüne Abart, führen in der Grundmasse reichlich Augitmikrolithe, sowie deutlich erkennbare Leucit- und Nephelinkristalle. Vielleicht läßt sich die Armut an diesen Kristallen in den Bomben der Kappiger-Ley auf schnelle Erstarrung zurückführen. Das einzige Stück Leucit-Phonolith in den Sammlungen des Instituts, das diesen Bomben einigermaßen gleicht, wurde von Dr. Martius nördlich von Obermendig gefunden. Makroskopisch sieht man in einer hellgelben, mürben Grundmasse, die ebenso wie die Bomben der Kappiger-Ley von der gewöhnlichen Phonolithgrundmasse abweicht, große und kleine graue Noseaneinsprenglinge, sowie zahlreiche, bis 0,3 mm große Leucite, deren reichliches Auftreten der Dünnschliff bestätigt. Die bis 0,1 mm großen Durchschnitte von Nephelin, die an ihren kastenartigen Einlagerungen deutlich zu erkennen sind, sind ganz isotrop, was eine Folge der Verwitterung sein muß. Augit fehlt auch unter den Einsprenglingen.

Seltene Auswürflinge eines anderen Eruptivgesteines, das sich mehr trachytoiden Phonolithen nähert, seien hier nur erwähnt.

Wenn auch alle diese Untersuchungen noch nicht abgeschlossen sind, so glaubte ich doch die vorstehenden Beobachtungen bereits mitteilen zu sollen als einen neuen Beleg für die große Mannigfaltigkeit der Auswürflinge im Laacher Gebiet und für die große Zahl der Ausbruchsstellen; eine solche dürfte auch an der Kappiger-Ley zu suchen sein.

Bonn, Mineralogisches Institut, September 1913.

Ueber die chemische oder physikalische Natur der kolloidalen wasserhaltigen Tonerdesilikate.

Von **R. Gans** in Berlin.

(Schluß.)

II. Teil.

a) Die Versuche von G. Wiegner[1].

Um sich über die Natur der Bindung in einem technisch hergestellten kolloidalen wasserhaltigen Aluminatsilikat — dem Permutit des Handels — Klarheit zu verschaffen, unternahm Wiegner umfangreiche Versuche.

Das Aluminatsilikat — Permutit — wird hergestellt durch Hydratation von schnell gekühlten, daher glasig erstarrten alkalischen Tonerdesilikatschmelzen. Es besitzt nicht kristalline Struktur, seine Oberflächenentwicklung ist eine sehr starke, und es wird seiner Herstellung nach als ein Hydrogel zu betrachten sein. Seine molekulare Zusammensetzung ist nach der Analyse Wiegner's

3,65 Mol. SiO_2, 1 Mol. Al_2O_3, 1,05 Mol. Base,

wenn wir die geringe Menge an Calciumcarbonat, die es als Verunreinigung enthält, in Abzug bringen. Wir sehen auch hier das geforderte Verhältnis von Al_2O_3 : Base wie 1 : 1 nahezu erfüllt.

Aber dieses technische Produkt enthält nicht nur Aluminatsilikate, sondern noch andere durch HCl zersetzliche Silikate, weil die Materialien, die zur Herstellung der Schmelze dienten, nicht frei von alkalischen Erden sind. Nur bei Verwendung von Alkalien als Basen bei den Schmelzen erhält man ein reines Aluminatsilikat. Die alkalischen Erden lassen zwar auch ein durch HCl zersetzliches Silikat entstehen. Diese Silikate müssen jedoch eine andere Bindung besitzen, weil ihre Basen nicht dem Austausch innerhalb kurzer Zeit unterliegen. Die Anwesenheit dieser Silikate ist somit an diesem Verhalten zu erkennen.

Das Wiegner zur Verfügung stehende Präparat hatte die chemische Zusammensetzung:

SiO_2	42,66 %
CO_2	0,35 „
Al_2O_3	19,95 „
CaO	8,68 „
K_2O	5,47 „
H_2O	22,86 „

In 5 g des Silikates sind somit enthalten (diese Menge benutzte Wiegner im Durchschnitt zu seinen Versuchen):

[1] G. Wiegner, Journ. f. Landw. 1912. p. 111—150, 197—222.

	in Grammen	in Milliäquivalenten	Molekularverhältnis nach Abzug der CO_2-Äquivalente
SiO_2	2,1330	71,11	3,65
Al_2O_3	0,9975	19,50	1
CaO	0,4340	15,50	1,05
K_2O	0,2735	5,82	
CO_2	0,0175	0,80	—

Behandelt man nun nach Wiegner 5 g dieses Silikats mit konzentrierter NH_4Cl-Lösung, so erhält man durch Austausch gegen NH_4 die Gesamtzahl der Milliäquivalente an $\frac{Ca}{2}$ und K, die im Silikat in Form von Aluminatsilikat gebunden sind, oder, da 1 Milliäquivalent $\frac{Ca}{2}$ oder K an 1 Milliäquivalent der Atomgruppe von der molekularen Zusammensetzung $3{,}65\ SiO_2 \cdot 1\ Al_2O_3$ im Aluminatsilikat gebunden ist, zu gleicher Zeit auch die Gesamtzahl der in 5 g Permutit vorhandenen Milliäquivalente Aluminatsilikat.

Die Gesamtzahl der durch 5 g Silikat ausgetauschten Milliäquivalente $\frac{Ca}{2}$ und K stellte Wiegner zu 16,788 Milliäquivalenten fest; folglich betrug auch die Anzahl der in 5 g Silikat vorhandenen Milliäquivalente Aluminatsilikat = 16,788.

Die ausgetauschten Milliäquivalente $\frac{Ca}{2}$ und K, die infolge des äquivalenten Austausches gleich den aufgenommenen Millimol NH_4 sein sollen, zeigen gegen letztere nur eine geringe Differenz.

Rechnerisch nach der Analyse sollten in 5 g Silikat nach Abzug der CO_2-Äquivalente 20,52 Milliäquivalente des Aluminatsilikates vorhanden sein. Der Versuch ergab aber nur 16,788 Milliäquivalente; folglich besteht das Silikat nur zu 81,82 % aus Aluminatsilikat, der Rest dürfte den oben beschriebenen, nicht austauschfähigen Tonerdesilikaten angehören.

Wiegner betrachtet aber den Permutit nicht als chemische Verbindung, sondern als ein mechanisches Gelgemenge von SiO_2 und Al_2O_3.

Eine Bestätigung dieser Ansicht glaubt er aus den Resultaten der umfangreichen Versuche erhalten zu haben. Er kommt zu dem Schluß, daß bei den Permutiten eine physikalische Adsorption von Ionen vorliege, die aus elektrostatischen Gründen einem äquivalenten Austausch mit neutralen Salzlösungen unterliegen.

Wiegner führte zahlreiche Versuche aus, bei denen er teils die Menge des verwendeten Kalium-Calcium-Permutits, teils die Konzentrationen der einwirkenden Salzlösungen (NH_4Cl) variieren ließ.

Betreffs der von Wiegner veröffentlichten Versuchsresultate und der von ihm verfochtenen Ansichten muß auf die Originalabhandlung Wiegner's im Journal für Landwirtschaft und auf die ausführlichen Mitteilungen des Verf.'s im Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanst. verwiesen werden.

Hier sei nur die dem Verf. am wichtigsten erscheinende Beweisführung herausgegriffen.

Wiegner führt in seiner Abhandlung die von van Bemmelen vertretenen Merkmale der Absorptionsverbindungen an, zu denen er den Permutit zählt:

1. „Die Zusammensetzung variiert mit der Struktur der absorbierenden Substanz und mit allen Modifikationen, welche letztere durch die Art ihrer Bereitung, durch Alter (zeitliche molekulare Umsetzungen), Erhitzung, Einwirkung von anderen Stoffen usw. bleibend erfährt."

Hierzu ist zu bemerken:

a) daß, wie wir bereits gesehen, die verschiedenste Art der Herstellung der Aluminatsilikate auf das konstante Äquivalentverhältnis von 1 Mol. Al_2O_3: 1 Mol. Base keinen Einfluß hat, auch nicht das Alter, wenn die Aluminatsilikate vor den zerstörenden Agentien der Verwitterung geschützt werden;

b) daß Wiegner zwar nach längerem Erhitzen der Permutite bei höherer Temperatur ein starkes Zurückgehen des Austausches beobachtete; dasselbe kann jedoch ebensogut durch Veränderung der Oberfläche wie auch durch Zerstörung des Aluminatsilikats im Permutit herbeigeführt sein. Im Aluminatsilikat sind die Tonerde sowohl wie die Kieselsäure als in Verbindung mit Wasser zu denken. Zerstören wir diese Verbindung, indem wir das Wasser durch Erhitzen austreiben, so zerstören wir damit das Aluminatsilikat, und es muß selbstverständlich die Höhe des Austausches einen Rückgang erfahren.

2. „Die Zusammensetzung variiert mit der Temperatur."

Die von Wiegner konstatierte Änderung mit der Temperatur ist gering. Ebenfalls nur im geringen Grade von der Temperatur abhängig ist die elektrolytische Dissoziation. Da nun auf Grund neuerer Forschungen der Grad der Dissoziation die Adsorption beeinflußt, so wäre auch für den geringen Einfluß der Temperatur eine Erklärung gefunden.

3. „Die Konzentration der Absorptionsverbindungen variiert mit der Konzentration der umgebenden Dampfphase oder mit der Konzentration der Lösung, im Falle Stoffe aus einer Lösung absorbiert werden, und zwar derart, daß der Absorptionsfaktor K in der Formel

$$\frac{C''}{C'} = F_K \qquad \text{(a)}$$

(C'' = Konzentration des absorbierenden Körpers an absorbierter Substanz, C' = Konzentration des Gases (Dampfes) oder der Flüssigkeit an gelöster Substanz, F = unbekannte Funktion)

keine Konstante ist, sondern von der Konzentration der Lösung abhängig ist nach einer unbekannten Funktion. C'' nimmt im allgemeinen viel schwächer zu als C'."

C'' ist nach WIEGNER $= \frac{x}{m}$.

x = Anzahl der absorbierten Millimol (im Falle WIEGNER = Millimol. NH_4) und

m = Anzahl der angewandten Gramm Permutit.

C' ist nach WIEGNER = Anzahl der Millimol NH_4 in der Lösung nach der Absorption (= a) dividiert durch die Anzahl der angewandten cm^3 der Lösung (= S),

C' ist also $\frac{a}{S}$.

Die Formel (a) soll die Gleichgewichtslage darstellen. Wenn wir aber für C'' und C' die WIEGNER'schen Werte verwenden, wie er sie in die von ihm benutzte FREUNDLICH'sche Formel

$$\frac{x}{m} = \beta \cdot c^{\frac{1}{p}} \qquad \text{(b)}$$

einsetzte, so übergehen wir vollständig die vom Permutit ausgetauschten Basen, welche sich in der Lösung befinden und auf die Gleichgewichtslage einen bestimmenden Einfluß ausüben. Wir geben somit die Gleichgewichtslage rechnerisch nicht genau wieder, die so erhaltenen Werte für K sind folglich falsch.

Wir können wohl WIEGNER's Werte für C'' und C' dann in obige Formel einsetzen, wenn nur Stoffe aus der Lösung physikalisch adsorbiert werden, aber nicht, wenn gleichzeitig dafür andere Stoffe aus dem absorbierenden Körper in die Lösung übergehen.

Durch eine andere Überlegung kommen wir zu demselben Resultat:

Alle absorbierenden Körper, also auch der Permutit (nach den WIEGNER'schen Versuchen) besitzen nach G. C. SCHMIDT's Untersuchungen ein Maximum der Absorption. Dieses Maximum der Absorption, möge sich die letztere auf chemische oder physikalische Kräfte stützen, ist proportional der Anzahl der Gramme. Durch die Angabe der Gramme Silikat im Wert für $C'' = \frac{x}{m}$ geben wir folglich nicht allein die physikalische Konzentration $\left(\frac{x}{m}\right)$, sondern auch die

„molekulare" Konzentration wieder, nämlich das Verhältnis von den absorbierten zu den maximal absorbierbaren Millimol NH_4.

Da die maximale Absorption proportional ist der Anzahl der Gramme des Silikates, so werden wir bei vergleichenden Versuchen mit demselben Permutitmaterial selbst bei wechselnden Mengen Silikat, aber bei konstanten Lösungskonzentrationen von NH_4Cl eine Konstante erhalten, die bei einer Versuchsreihe mit einer maximalen Absorption von n Millimol nur $\frac{1}{n}$ mal größer sein wird, als bei einer Versuchsreihe mit einer maximalen Absorption von 1 Millimol. Unter sich wird aber jede Versuchsreihe konstante Zahlen liefern. Wir haben bezüglich der Konstanz des Absorptionsfaktors somit in dem Ausdrucke $\frac{x}{m}$ neben der physikalischen auch die molekulare Konzentration, selbst wenn wir die Angabe der maximalen Absorption dabei vernachlässigen.

Für C′ ist aber nur die physikalische Konzentration angegeben, die molekulare fehlt. Wir müssen aber auch diese zum Ausdruck bringen, weil in eine Gleichung nur gleichsinnige Werte eingesetzt werden dürfen. Wir haben dann statt $\frac{a}{S}$ das Verhältnis der nichtabsorbierten Millimol NH_4 in der Lösung zu der gesamten Anzahl Millimol (g) Salz in der Lösung einzuführen

$$\frac{a}{S} : \frac{g}{S} = \frac{a}{g}.$$

Die Formel für den Absorptionsfaktor bei Austauschprozessen würde somit lauten

$$K_2 = \frac{\frac{x}{m}}{\frac{a}{g}}. \qquad (1)$$

Ein Beweis für die Richtigkeit dieser Berechnung wird durch die Versuche von Wiegner selbst gegeben:

1. Bei wechselnden Permutitmengen, aber konstanten NH_4Cl-Konzentrationen erhalten wir beim Einsetzen der Wiegner'schen Werte für C″ und C′ in die Formel (a) eine Konstante, weil die gesamte Anzahl der Millimol Salz nach der Absorption die gleiche bleibt und somit bezüglich der Konstanz des Absorptionsfaktors nicht berücksichtigt zu werden braucht. Die Zahlen für die Konstante sind

13,80—14,38—13,64—13,87.

2. Bei gleichen Permutitmengen aber und wechselnden NH_4Cl-Konzentrationen erhalten wir jedoch unter Verwendung der Wiegner'schen Werte für $\frac{C''}{C'}$ keine Konstante, weil die Kon-

zentrationen an Gesamtsalz in der Lösung ständig wechseln, diese veränderten Konzentrationen aber nicht berücksichtigt werden. Die Zahlen für die Konstante sind z. B. 8,23—14,16—21,64—29,45—58,52.

Setzen wir jedoch für C'' und C' die Werte $C'' = \frac{x}{m}$ und $C' = \frac{a}{g}$ ein, so erhalten wir eine Konstante bei allen Versuchen mit Ausnahme der großen Konzentrationen, bei denen die Fehler bei der Bestimmung zu hohe werden, wie auch Wiegner hervorhebt.

Die Zahlen für die Konstante K_2 sind bei einer Reihe: 2,22—2,32—2,20—2,23, bei einer anderen Reihe: 2,54—2,30—2,16—1,97—2,02, bei einer dritten Reihe: 2,02—1,97—2,16—2,26—2,30—2,54—2,51—2,77—3,03—3,78—3,55.

Bei der dritten Reihe wechselte der Gehalt an NH_4Cl in ca. 100 cm^3 der Lösung von 3,467 bis 540,59 Millimol.

Nach Th. O. G. Wolff[1] und auch nach J. M. van Bemmelen[2] sollen jedoch in den Gleichungen nicht die Anfangskonzentrationen, sondern die End- resp. Gleichgewichtskonzentrationen zum Ausdruck kommen.

Der (oben vernachlässigte) Wert für die Anfangskonzentration in 1 g Silikat = n, welcher gleich der maximalen Absorption pro 1 g Silikat ist, und der Wert für die Gesamtkonzentration von Salz in der Lösung nach der Absorption, welche bei diesen Prozessen des äquivalenten Austausches die Größe der Anfangskonzentration der Millimol NH_4 in der Lösung darstellt, müssen somit in die Werte für die Gleichgewichtskonzentrationen umgewandelt werden.

Dann lautet die Formel

$$K_3 = \frac{\frac{x}{m \cdot n - x}}{\frac{a}{g - a}}$$

oder, da in diesem Falle des äquivalenten Austausches $g - a = x$ und folglich $a = g - x$ ist,

$$K_3 = \frac{\frac{x}{m \cdot n - x}}{\frac{g - x}{x}} = \frac{x^2}{(m \cdot n - x)(g - x)} \qquad (2$$

Das ist aber die Konstante des chemischen Massenwirkungsgesetzes (die Gleichgewichtskonstante), welche besagt, daß das Produkt der neugebildeten Verbindungen zu dem der unverändert gebliebenen in einem konstanten Verhältnis steht.

Passen sich die Wiegner'schen Versuchsresultate auch dieser

[1] Th. O. G. Wolff, Landw. Ztg. f. Nord- u. Mittel-Deutschland von Dr. C. Schneitler. 5. p. 250—258. 1859.

[2] J. M. van Bemmelen, Die Absorption usw. p. 110, Anmerkung.

Gleichung an, so ist damit bewiesen, daß sich die sog. „Absorptionsverbindungen“ der Permutite (Aluminatsilikate) wie chemische Verbindungen verhalten.

Die Werte für die so erhaltenen Konstanten sind nun in der Tat gut übereinstimmend, beispielsweise sind sie bei einer Versuchsreihe: 0,290—0,393—0,395—0,441, bei einer anderen: 0,458—0,467—0,481—0,457—0,466 und bei einer dritten: 0,525—0,457—0,481—0,451—0,468—0,459—0,443—0,442—0,477[1].

Da die Aluminatsilikate im Permutit sich somit dem chemischen Massenwirkungsgesetze anpassen, so können sie berechtigterweise als chemische Verbindungen angesehen werden.

Wiegner hat dann auch andere künstliche und natürliche Silikate einer Untersuchung unterworfen, resp. zum Vergleich herangezogen:

1. Von den bei verschieden langer Zeit auf über 100—190° C erhitzten Permutiten sind keine vergleichenden Untersuchungen mit Silikaten von gleicher Dauer der Erhitzung von Wiegner ausgeführt worden.

2. Diese vergleichenden Untersuchungen liegen bei den Silikaten von Armsby[2], die zweimal bei ihrer Herstellung auf 100° erhitzt wurden, vor. Die Werte für K_2 zeigen nur annähernde Konstanz (4,56—1,96—1,36—1,18—1,08—0,99—0,96). Es war das nicht anders zu erwarten, da beim Erhitzen ein Teil des Aluminatsilikats (s. oben) zerstört wird, und nun neben dem auf chemischer Grundlage beruhenden Austauschprozeß seitens des nicht zerstörten Aluminatsilikats auch physikalische Adsorptionen zum Ausdruck kommen, welche durch die stark entwickelte Oberfläche der zerstörten Aluminatsilikatsubstanz bedingt werden.

3. Die Versuche von F. H. Campbell[3] wurden mit Silikaten ausgeführt, welche durch Einwirkung von Natriumsilikat auf Aluminiumchlorid (anstatt auf Natriumaluminat) erhalten wurden; aber nur durch Verwendung mit Natriumaluminat wird die Herstellung eines neutralen Aluminatsilikates gewährleistet. Im anderen Falle können saure Silikate entstehen, die neben dem Austauschprozeß auch noch eine Zersetzung des Neutralsalzes hervorrufen. Das scheint auch bei den Silikaten Campbell's der Fall zu sein. Die Werte für K_2 sind: 1,74—2,40—3,13—3,75—4,06—4,33—4,66.

4. Die Versuche früherer Forscher mit Bodenproben sind aus dem Grunde nicht ohne weiteres heranzuziehen, weil bei ihnen

[1] R. Gans, Ausführliche Tabellen siehe demnächst im Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanstalt.

[2] Armsby, Landw. Versuchsst. **21**. p. 402. 1878.

[3] F. H. Campbell, Landw. Versuchsst. **65**. p. 247. 1907.

nicht nur die Aluminatsilikate das Verschwinden der in Form von Neutralsalzen in der Lösung vorhandenen Basen verursachen können, sondern auch andere Verbindungen:

a) Die kaolinischen Silikate, welche physikalische Adsorptionen, wenn auch in geringem Grad, hervorrufen,

b) der Humus, der in der Hauptsache wohl physikalische Adsorptionen auslöst,

c) die Zersetzungsprodukte der Aluminatsilikate, die säureartigen Charakter tragen und deswegen eine Zersetzung des Neutralsalzes unter Aufnahme der Base bewirken.

Es ist zu bedenken, daß diese Verbindungen wohl die Base der Lösung aufnehmen, dafür aber nicht eine andere, ihnen gehörige Base in äquivalenter Menge in Lösung gehen lassen.

Auch der Gehalt an Ammoniak, von welchem keine der verwendeten Bodenproben wohl frei war, wirkt auf den Gleichgewichtszustand des Austauschprozesses ein; er ist aber niemals berücksichtigt worden.

Alle diese Umstände lassen eine Konstante bei der Formel (1) nicht in der Form hervorgehen, wie sie bei reineren Aluminatsilikaten eintritt; sie bewirken bei den verschiedenen Konzentrationen der Lösungen verschieden starke Abweichungen, am stärksten bei den geringen Konzentrationen.

Die Versuche mit Gartenerde von W. Henneberg[1] und F. Stohmann, welche nach Wiegner außerdem unter verhältnismäßig großen Versuchsfehlern leiden, wurden wegen des Humusgehaltes nicht berücksichtigt; ebenso die Versuche von Brustlein[2], weil sie nicht mit neutralen Salzlösungen, sondern mit Ammoniumhydrat ausgeführt wurden, die Alkalihydrate aber vom Humus und kaolinischen Silikaten stark physikalisch adsorbiert werden.

Die ausführlichen Versuche von H. P. Armsby[3] mit Nilabsatz und einem Lehm aus der Umgebung von Leipzig ergaben, auf die Konstante K_2 berechnet, eine verhältnismäßig gute Konstanz; hier scheinen also die oben besprochenen Störungen durch Humus, kaolinische Silikate usw. nur in geringem Grade vorhanden zu sein.

Die Werte für $K_2 = \frac{\frac{x}{m}}{\frac{a}{g}}$ sind:

[1] W. Henneberg, Journ. f. Landw. **3**. p. 34. 1859.

[2] Brustlein, Ann. de Chim. et de Phys. **56**. p. 157—190, zitiert nach E. Heiden, Lehrb. d. Düngerlehre. 1879. p. 295.

[3] H. P. Armsby, Landw. Versuchsst. **21**. p. 397. 1878.

	Angewandte Menge Erde g	Werte für K_2			
		bei einfacher Konzentration der NH_4Cl-Lösung (1 cm^3 enthielt 1 cm^3 N)	bei doppelter Konzentration	bei dreifacher Konzentration	bei vierfacher Konzentration
Bei Nilabsatz	50	3,63	4,65	4,80	4,87
	25	3,68	4,86	4,61	4,81
	12,5	3,56	5,51	4,60	5,00
	6,25	3,55	6,26	5,70	5,74
Bei Lehmboden von Leipzig	50	1,56	1,96	fehlt	2,21
	25	1,54	1,86	„	2,53
	12,5	1,53	1,79	„	3,17
	6,25	1,73	2,16	„	4,23

Die Werte für K_2 wurden gewonnen unter der Annahme des äquivalenten Austausches[1], der jedoch aus oben erklärten Ursachen nicht in reiner Form vorhanden ist, indem die Werte für die von den Silikaten eingetauschten Basen gleich den Werten für die ausgetauschten Basen gesetzt wurde. Da jedoch diese Werte in Wirklichkeit nicht vollkommen gleich sind, so konnte auch die Konstanz nicht eine vollständige sein.

Immerhin sind die Werte von K_2 für diese Böden nur in sehr geringem Grade von denen für die künstlichen Aluminatsilikate (nach R. Gans) verschieden, so daß der Schluß auch hier berechtigt ist, daß die zeolithischen Silikate des Bodens aus Aluminatsilikaten bestehen.

Die Anpassungsfähigkeit auf die Gleichgewichtskonstante K_3 (vergl. p. 733) konnte nicht geprüft werden, da weder die maximale Absorption, noch die Anzahl der Milliäquivalente Aluminatsilikat von den Forschern festgestellt war.

Wenn wir bei der Gleichung

$$F_K = \frac{C''}{C'} = \frac{\frac{x}{m}}{\frac{a}{S}}$$

infolge der Berücksichtigung der molekularen Konzentration bei C′ die Erweiterung durch Einfügen der gesamten in der Flüssigkeit vorhandenen Millimol Salz $\frac{g}{S}$ vornehmen, so fällt S aus der

[1] Siehe R. Gans, Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanst. 1905. 26. p. 191. Gans konnte dort allerdings nachweisen, daß bei den untersuchten Bodenproben (2 Schlicken) der Austausch in äquivalentem Verhältnis stattfand.

Gleichung durch Division aus. Das heißt: es kommt bei den Austauschvorgängen auf die Menge des Salzes, nicht aber auf die zur Lösung verwendete Flüssigkeitsmenge an. Es muß also die gleiche Höhe des Austausches erzielt werden, gleichgültig, ob dieselbe Menge Salz z. B. in 50 cm^3 oder in 200 cm^3 Wasser gelöst ist[1].

Ein Versuch nach dieser Richtung ergab die Bestätigung dieser Ansicht. 5 g Permutit absorbierte aus einer Lösung von 0,25 g NH_4Cl in 50 cm^3 Wasser dieselbe Menge Stickstoff (0,0561 g) wie aus einer Lösung aus 0,25 g NH_4Cl in 200 cm^3 (0,0558 g).

Es wurden bei Ausführung der Bestimmung des Stickstoffs die 50 cm^3 resp. 200 cm^3 vom Silikat abfiltriert und nicht etwa die 50 cm^3 vor der Filtration auf 200 cm^3 verdünnt, weil durch die Verdünnung in Gegenwart des Silikates eine Änderung des Gleichgewichts noch möglich gewesen wäre, falls der Austausch nicht auf chemischer, sondern auf physikalischer Grundlage beruht. Das Resultat dieses Versuches weist ebenfalls auf die chemische Natur des Austauschprozesses hin, denn bei einer physikalischen Adsorption mußte die verschiedene Konzentration der gleichen Menge Neutralsalz durch eine verschiedene Adsorption zum Ausdruck kommen. Das ist aber nicht der Fall.

Die verschiedene Abgabe des NH_4- und Ca-Permutits an NH_4OH und $Ca(OH)_2$ hat scheinbar Wiegner veranlaßt, eine verschiedene Löslichkeit der Permutitsalze anzunehmen; bei einer verschiedenen Löslichkeit der Permutitsalze würde man kaum feststellen können, daß der Austausch in äquivalenten Verhältnissen vor sich geht. Dieser Nachweis gelang aber Wiegner innerhalb geringer Grenzen.

Die Abgabe von verschiedenen Mengen NH_4OH und $Ca(OH)_2$ ist vielmehr auf die verschiedene Dissoziation dieser Salze zurückzuführen, welche aber bei Gegenwart von Neutralsalzen, also auch bei den vorliegenden Versuchen, fast vollständig verschwindet. Die Löslichkeit aller neutralen Permutitsalze ist gering.

Wiegner hat bei allen vorher besprochenen Versuchen die Anpassungsfähigkeit auf die Freundlich'sche Formel (b) studiert. Er sagt dann wörtlich[2]: „Ferner gilt der Wert von β nur für ein einziges Kation, das verdrängend wirkt. Die Adsorption aus Gemischen von Kationen muß besonders studiert werden."

Nun wirken aber in der Gleichgewichtslage, die allein bestimmend für die Werte β ist, nicht ein Kation, sondern mehrere Kationen, nämlich nicht nur das anfänglich in Lösung befindliche

[1] Anm.: Wenn jedoch die Absorption auch von dem Dissoziationsgrade des gelösten Salzes beinflußt wird, so erscheint es fraglich, ob sich die gleiche Höhe der Absorption bei derselben Salzmenge auf alle Konzentrationen erstreckt.

[2] G. Wiegner, Journ. f. Landw. 60. Heft III. p. 216.

Kation NH_4, sondern auch die aus dem Silikat ausgetretenen Kationen Ca und K, auf die Kationen des Silikates ein. Es ist da ein Widerspruch in Wiegner's Ansichten zu konstatieren!

Bei dieser Prüfung fand nun Wiegner, daß sich die Resultate der Absorptionen des Permutits, der anderen künstlichen Silikate und der Bodenproben der Freundlich'schen Gleichung anpaßten, und er schließt aus diesem Verhalten, daß eine physikalische Adsorption von Ionen durch die Gele der künstlichen und natürlichen Silikate vorliegen, die sich aus elektrostatischen Gründen in äquivalenten Verhältnissen austauschten.

Die Freundlich'sche Gleichung ist aber von G. C. Schmidt [1], bei rein physikalischen Adsorptionsprozessen nicht als zuverlässig erkannt worden. Sie ist, wie Hissink [2] hervorhebt, eine schmiegsame Interpolationsformel, die sich den beobachteten Resultaten über gewisse, allerdings verhältnismäßig große Intervalle anpaßt. Sv. Arrhenius [3] macht mit Recht darauf aufmerksam, daß die Ergebnisse der Arbeiten von G. C. Schmidt, nach welcher die von der Kohle adsorbierte Menge Essigsäure nur bis zu einem gewissen Maximum zunimmt, möge die Konzentration der umgebenden Essigsäure noch so hoch gesteigert werden, im lebhaftesten Widerspruch mit der Freundlich'schen Gleichung stehen; letztere besagt, daß die adsorbierte Menge keine bestimmte, nicht überschreitbare Grenze haben sollte.

Die von Wiegner angenommene physikalische Adsorption von Ionen seitens des Permutits erfolgt aber in solcher Höhe, daß bei der Herstellung des Permutits ganzzahlige Äquivalentverhältnisse (1 Mol. Al_2O_3 : 1 Mol. Base) entstehen. Eine derartige in Äquivalentverhältnissen auftretende Adsorption kann nur als eine chemische Bindung aufgefaßt werden, um so mehr, als sich die Permutite auch in ihrem sonstigen Verhalten dem der chemischen Verbindungen anschließen.

Die Hissink'schen Versuche.

In letzter Zeit hat sich Hissink mit dem Verhalten des NH_4-Permutits z. B. in dem System NH_4-Permutit—Wasser beschäftigt, indem er verschiedene Mengen des Permutits (5—2—1—0,4—0,2—0,1 g) mit 2 Litern destillierten Wassers schüttelte und das vom NH_4-Permutit an das Wasser abgegebene Ammoniumhydrat bestimmte. Er fand ebenfalls seine Resultate in Übereinstimmung mit der Freundlich'schen Gleichung, also mit den bei Absorptionsreaktionen gefundenen Werten. Trotzdem schließt er

[1] G. C. Schmidt, Zeitschr. f. phys. Chem. **74**. p. 716. 1910.

[2] D. J. Hissink, Landw. Versuchsst. 1913 **81**. p. 377—432.

[3] Sv. Arrhenius, Hauptgesetz der Adsorptionserscheinungen. Meddel. från Vet.-Akads. Nobelinstitut. **2**. Nr. 6.

aus unten hervorgehobenen Gründen, daß beim Permutit keine reine Oberflächenverdichtung wie bei einer Adsorptionsverbindung vorliegt, sondern „wenigstens hauptsächlich eine feste Lösung, wobei die gelöste Substanz (NH_3) auch zum Teil chemisch im Permutit gebunden sein kann. Das Zutreffen der Freundlich'schen Gleichung

$$\frac{x}{m} = a \cdot c^{\frac{1}{n}}$$

ist also kein Kriterium einer reinen Oberflächenverdichtung (Adsorption)."

Betrachten wir den NH_4-Permutit als chemische Verbindung, so wird er bei Berührung mit destilliertem Wasser der Dissoziation unterliegen. In der Tat hat der von Hissink hergestellte NH_4-Permutit schon bei dem Auswaschen mit Wasser einen Teil seines Ammoniumhydrats verloren.

Die Analyse Hissink's lautet:

		Berechnet auf Milliäquivalente[1]	Molekulare Zusammensetzung nach Abzug der nicht ausgetauschten und daher nicht dem Aluminatsilikat angehörigen CaO-Äquivalente
SiO_2	= 45,60 %	760,0	3,290
Al_2O_3	= 23,56 „	231,0	1
NH_3	= 6,21 „	182,5	0,836
Wasser	= 24,03 „	—	—
CaO	= 0,70 „	12,5	—

Der Permutit hat also durch Dissoziation schon 0,164 Mol. $(NH_4)_2O$ verloren.

Es entfallen in 100 g Permutit somit 182,5 Milliäquiv. $(NH_4)_2O$ auf 218,5 Milliäquiv. der Atomgruppe (3,29 SiO_2, 1 Al_2O_3).

Hissink glaubt nun, deswegen beim Permutit nicht allgemein eine chemische Verbindung (und auch Absorptionsverbindung) annehmen zu können, weil ein durch CO_2 vom NH_3 fast befreiter Permutit selbst nach 5-wöchentlicher Berührung mit wässerigem Ammoniumhydrat den ursprünglichen NH_4-Permutit nicht vollständig zurückbildet. Dieses Verhalten ist aber leicht erklärlich:

1. weil bei der Einwirkung der CO_2 außer dem Ammoniumhydrat auch ein Teil der SiO_2 und Al_2O_3 aus dem Permutit herausgelöst wird, wie Hissink selbst anführt. Diese herausgelösten Teile sind doch aber zur Rückbildung des NH_4-Permutits ebenso notwendig wie das Ammoniumhydrat, und ohne sie kann die vollständige Rückbildung nicht stattfinden,

2. weil bei der Zersetzung durch CO_2 auch die Bindung zwischen SiO_2 und Al_2O_3 teilweise gesprengt sein kann. Die

[1] Der einfacheren Schreibweise wegen in Wirklichkeit als Doppelmilliäquivalente berechnet.

Rückbildung dieser Bindung kann aber nur, wie wir anfangs gesehen haben, durch die Überführung der Tonerde in Aluminatform vor sich gehen. Ammoniumhydrat vermag aber die Tonerde nicht in Aluminatform überzuführen, dazu sind nur die fixen Alkalihydrate resp. unter gewissen Bedingungen z. B. bei Gegenwart von Alkalihydraten und von geringen Mengen von Erdalkalihydraten auch die Erdalkalihydrate befähigt.

Der obige, durch Dissoziation schon etwas zersetzte NH_4-Permutit wird nun bei der Berührung mit Wasser einer weiteren Dissoziation unterliegen.

Diese von D. J. Hissink untersuchten Dissoziationen können wir nach dem Beispiel von W. Nernst[1] und Hohmann auf die Anpassungsfähigkeit an die durch das Gesetz der Massenwirkung bedingten Gleichung

$$\frac{(a-x)\,(1-x)}{x \cdot v} = K$$

prüfen.

Nernst hat die Gleichung auf die Dissoziation tertiärer Alkohole angewandt, die D. Konowalow[2] studierte:

$$CH_3\,COO\,(C_5\,H_{11}) = CH_3\,COOH + C_5\,H_{10}.$$

In der Gleichung bedeutet:	oder in unserem Falle:
x = den gebildeten Ester,	= die gebildeten Milliäquiv. NH_4-Permutit
1 = Mol. Essigsäure	= Milliäquiv. $(NH_4)_2O$
a = Mol. Amylen	= Milliäquiv. $(3{,}29\ Si\,O_2,\ 1\ Al_2\,O_3)$.

v = das Volumen des Reaktionsgemisches
K = den Gleichgewichtskoeffizienten.

Wenn wir nun die von Hissink bei den verschiedensten Konzentrationen gefundenen Werte in die Dissoziationsgleichung einsetzen, so erhalten wir eine gute Konstanz:

0,00005739 – 0,00006512 – 0,00007394 – 0,00007626 – 0,00007052 – 0,00006947.

Mithin schließt sich auch das Verhalten des Aluminatsilikates im System Ammoniumpermutit—Wasser dem Verhalten chemischer Verbindungen an.

Schlußfolgerungen.

1. Die aus alkalischen Lösungen resp. durch Hydratation alkalischer Schmelzen hergestellten kolloidalen wasserhaltigen Aluminatsilikate, ebenso wie die zeolithischen Silikate des Bodens, welche wohl durch Dissoziation mit Wasser oder bei der Berüh-

[1] W. Nernst, Theoret. Chemie. 1913. p. 491—492.

[2] D. Konowalow, Zeitschr. f. phys. Chem. **1**. p. 63. 1887. **2**. p. 6. 380. 1888.

rung mit Säuren (selbst Kohlensäure) der Zersetzung anheimfallen, sind als chemische Verbindungen zu betrachten,

a) weil sie, selbst nach den verschiedensten Methoden hergestellt, die gleichen konstanten Äquivalentverhältnisse führen,

b) weil sie sich (nach den Versuchsresultaten von D. J. Hissink und G. Wiegner) bei der Dissoziation mit Wasser und bei dem Austausch gegen neutrale Sazllösungen wie chemische Verbindungen verhalten.

2. Das gleiche Verhalten spricht dafür, daß die zeolithischen Silikate des Bodens ebenfalls im allgemeinen aus Aluminatsilikaten bestehen, welche bei einem in guter Kultur befindlichen, sachgemäß gedüngten Ackerboden nur im geringen Grade in mechanische Gemenge der Gele von SiO_2 und Al_2O_3 zerfallen sein können.

3. Die von Hissink resp. von Wiegner festgestellte Anpassung ihrer Versuchsresultate an die Freundlich'sche Gleichung besagt durchaus nicht, daß die kolloidalen Aluminatsilikate Absorptionsverbindungen sind, weil nach G. C. Schmidt diese Gleichung sich nicht immer mit den Versuchsresultaten im Einklang befindet, weil nach Sv. Arrhenius sich die Fassung der Gleichung im schärfsten Widerspruch mit dem von Schmidt festgestellten Absorptionsmaximum befindet und weil bei den vorliegenden Austauschprozessen Wiegner's die für die Gleichgewichtskonzentrationen der Lösung eingesetzten Werte nicht Rücksicht auf die außer der nichtabsorbierten Substanz noch in Lösung befindlichen ausgetauschten Stoffe des Silikates nehmen, wie es die genaue rechnerische Wiedergabe der Gleichgewichtslage erfordert.

4. Berücksichtigt man aber diese ausgetauschten Stoffe auch bei der Formel

$$F_K = \frac{C''}{C'} = \frac{\frac{x}{m}}{\frac{a}{g}},$$

welche Formel nur bei Absorptionsverbindungen keine Konstante liefert, so erhält man eine Konstante; ebenfalls ein Beweis dafür, daß keine Absorptionsverbindung in den künstlichen Aluminatsilikaten und den natürlichen zeolithischen Silikaten des Bodens vorliegen und daß bei ihnen die Absorption (Austausch) nicht auf physikalischer Oberflächenverdichtung beruht.

Berlin, Juli 1913. Laboratorium für Bodenkunde an der Kgl. Geol. Landesanstalt.

Ueber den Zechstein im Spessart und Odenwald.

Eine vorläufige Mitteilung.

Von **Hermann L. F. Meyer** in Gießen.

Mit einer Kartenskizze.

Zweck der Mitteilung ist, die vorläufigen Ergebnisse von Aufnahmen dieses Sommers zu zeigen. Da eine eingehende Bearbeitung des Gebietes erst später in größerem Rahmen erfolgen wird, verzichte ich an dieser Stelle fast ganz auf die Angabe der Literatur[1].

Während in der Wetterau die Schichtenfolge des Zechsteins noch eine ziemlich mannigfaltige ist und gute Unterabteilungen zu erkennen sind[2], weist der weiter südlich auftretende Zechstein ein recht einförmiges Bild auf. Der größte Teil der Formation wird durch gut geschichtete graue, mehr oder weniger bituminöse, dichte Dolomite vertreten. Nur über und unter ihnen lassen sich Horizonte feststellen, die wir mit denen der Wetterau in Beziehung bringen können.

Die Schichtenfolge.

Unter den Dolomiten liegen die beiden bekannten tiefsten Glieder des Zechsteins, Konglomerat und Kupferletten, die mir bei meinen Aufnahmen keine neuen Beobachtungen geliefert haben. Ich kann darum auf die Beschreibungen Bücking's (Nordwestl. Spessart. 1892. p. 132—140) verweisen.

Über den Dolomiten liegt eine bis 8 m mächtige Folge von roten Letten mit Dolomitbänken, die bisher in ihrer Bedeutung noch nicht erkannt worden ist. Es handelt sich um einen durchgehenden Horizont, der sich von den nördlichsten Aufschlüssen in der Wetterau bis an das Südende des Odenwaldes verfolgen läßt. Ich habe ihn in der Wetterau den Oberen Letten (Zo_3) gleichgestellt. An den dichten, gut gebankten, rötlichen Dolomiten, die häufig wie Steinmergel aussehen, und den bunten (roten und grünen) Schieferletten, die beide eine mehr oder weniger lebhafte Wechsellagerung aufweisen, ist die kleine Schichtenfolge immer gut zu erkennen.

Im Spessart sind mir diese Schichten von vielen Stellen bekannt. Im Odenwald sah ich sie besonders in der Gegend von

[1] Es handelt sich um eine zusammenfassende Bearbeitung des deutschen Zechsteins. Dem Verband zur wissenschaftlichen Erforschung der deutschen Kalisalzlagerstätten, insbesondere seinem Vorsitzenden Herrn Geheimrat Rinne möchte ich schon an dieser Stelle für die gewährte weitgehende Unterstützung meinen verbindlichsten Dank aussprechen.

[2] Vergl. Der Zechstein in der Wetterau etc. Ber. Oberh. Ges. f. Nat. u. Heilk. N. F. Naturw. Abt. 5. (1912.) p. 49—106.

Hummetroth und Oberkinzig, wo sie mit den Bröckelschiefern verwechselt worden sind. Der oberste Teil des bekannten Profiles von Eberbach gehört ebenfalls hierher.

Daß diese Wechsellagerung zum Zechstein und nicht etwa zum Buntsandstein gehört, ließ sich schon in der Wetterau beweisen. Hier finden sich in den Dolomitbänken noch zahlreiche Fossilien, wie sie ja auch von Eberbach bekannt sind. Von den Bröckelschiefern lassen sich die roten Schieferletten fast immer sicher abtrennen. In den Bröckelschiefern treten nämlich zahlreiche feinkörnige Sandsteinbänkchen auf, die immer durch gut ausgebildete Kreuzschichtung gekennzeichnet sind. Außerdem finden sich hier rote feinsandige oder tonige Dolomitbänkchen.

Die Hauptmasse des süddeutschen Zechsteins wird aber von Dolomiten gebildet. Es sind dichte, graue, meist fossilleere Gesteine, die immer gut geschichtet sind. Die Schichtflächen sind nie gleichmäßig eben, sondern zeigen immer kleine wellige Unregelmäßigkeiten, die auf eine stete Unterbrechung im Absatz hinweisen. Die Schichtfugen werden dementsprechend durch feine Lettenlagen gekennzeichnet. An der Basis liegen zumeist sehr dünnplattige Gesteine, die nach oben dickbankiger werden. In der Mitte der Abteilung finden sich bis 40 cm mächtige Bänke. Nach oben nimmt die Mächtigkeit wieder ab. Ein Bitumengehalt findet sich besonders an der Basis; er geht aber durch die ganze Schichtenfolge hindurch, wir können also von Sapropeldolomiten sprechen. Irgendwelche stratigraphischen Unterschiede lassen sich in der ganzen Dolomitfolge nicht wahrnehmen.

Die Beurteilung der Dolomite wird dadurch erschwert, daß sie starken sekundären Umwandlungserscheinungen ausgesetzt sind. Sehr häufig sind sie umkristallisiert und zeigen ein kristallines Gefüge. Sie gehen in lockere, poröse, manchmal rauchwackige Gesteine über und verwittern schließlich in einen Dolomitsand. Diese Umwandlung greift unregelmäßig nach unten. In vielen Steinbrüchen kann man beobachten, wie auf diese Weise die primäre Struktur und Schichtung vollkommen verwischt wird. Da dieser Vorgang sich in den hangenden Schichten am meisten ausprägt, konnte die Meinung entstehen, als ob die höheren Teile des Zechsteins von ungeschichteten Dolomiten oder Rauchwacken zusammengesetzt würden. Echte, grobluckige, durch Auslaugung entstandene Rauchwacken finden sich nur an wenigen Stellen.

Die Grenze der Dolomite gegen die überlagernden bunten Letten zeigt an vielen Stellen sehr auffällige Erscheinungen. Teils finden sich starke Faltungen und Stauchungen (vergl. z. B. die Abbildung aus der Wetterau, Ber. Niederrhein. Geol. Ver. 1913. 1. Hälfte, Taf. 10, Fig. 23), teils aber ganz wirr verrutschte und brecciöse Partien, in denen auch grobe Rauchwacken und Zellendolomite sichtbar werden. Ich glaube wegen der großen Horizont-

beständigkeit nicht, daß es sich hier um lokale Verrutschungen handelt, sondern daß Auslaugungen vorliegen, die nicht nur Gips, sondern vor allem leichtlösliche Salze betreffen. Die Möglichkeit des Vorkommens von Salzen wird durch die Mineralwasser von Sodental bei Aschaffenburg und Eberbach (Steuer, Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt. IV. F. 27. Heft. 1906. p. 35) bestätigt. Es würde sich also hier um einen Salzhorizont handeln, der an der unteren Grenze der Oberen Letten liegt. Der Salzhorizont der Wetteran liegt in den Unteren Letten.

Die ganze Schichtenfolge des Zechsteins läßt sich in folgender Weise kurz zusammenfassen:

Hangendes:

Unterer Buntsandstein, Bröckelschiefer

Rote, bröckelige, rauhe Letten mit feinen Sandstein- und Dolomitbänken. Auch Dolomitknollen. Bis 70 m mächtig.

Zechstein

Rote und grüne Schieferletten mit mehr oder weniger zahlreichen bunten, dichten, häufig steinmergelartigen Dolomitbänkchen, häufig mit Fossilien. An der unteren Grenze vermutlich Gips und Salze. Bis 8 m mächtig.

Graue, gutgeschichtete Sappropeldolomite. Unten dünnbankig beginnend, in der Mitte Bänke von größter Mächtigkeit. Zwischen den einzelnen Schichten graue, manchmal sandige Lettenlagen bis 1 cm Mächtigkeit. Die Schichtflächen sind unregelmäßig. Stellenweise flaserig wie Wellenkalk. Bis 40 m mächtig.

Kupferletten

Grauer und dunkler, gut geschichteter Letten. Meist $\frac{1}{2}$ m mächtig.

Konglomerat

Grauer oder gelblicher Sandstein oder Konglomerat mit Quarzitgeröllen bis Faustgröße. Bis 3 m mächtig.

Liegendes:

Rotliegendes, bezw. kristalline Gesteine.

Abnahme der Schichtenfolge nach Süden.

Die völlig ausgebildete Schichtenfolge findet sich nur im nördlichen Spessart bis in die Gegend von Schöllkrippen. Aber selbst bis dahin ist sie nicht ganz gleichmäßig vorhanden. Das Grundgebirge ragt schon mehrmals hoch auf, so daß Transgressionen der höheren Zechsteinglieder stattfinden. Weiter südlich wird dies dann zur Regel. In unregelmäßigen Kuppen und Hügeln greift das kristalline Gestein nach oben, so daß an diesen nebeneinanderliegenden Stellen die Unterkante

des Zechsteins stark wechselt. Konglomerat und Kupferletten bilden dann nicht mehr die Basis; sie liegen nur an den tiefsten Stellen der Eintiefungen, die vielfach dem Streichen des Grundgebirges folgen. Sehr schön sind diese Verhältnisse zurzeit in dem großen Steinbruch am Gräfenberg und in einem Bruche westlich Eichenberg zu übersehen. Ohne die Aufschlüsse würde man sehr leicht zu der Vermutung kommen, daß hier Störungen vorlägen.

Zechstein im Spessart und in den angrenzenden Gebieten.

Infolge des Aufragens des Grundgebirges verringert sich die Mächtigkeit des Zechsteins nach Süden immer mehr, doch ist die Abnahme keine gleichmäßige. Schon bei Aschaffenburg liegen Bröckelschiefer auf den kristallinen Gesteinen und doch wird im Odenwald der Zechstein noch 12—13 m mächtig. Die unregelmäßige Reduktion und das gelegentliche Fehlen des Zechsteins erklären sich durch das Relief des Untergrundes. Der Untergrund steigt im ganzen langsam nach Süden auf, dadurch erklärt sich das Verschwinden der Formation. Für eine Zerstörung von Zechsteinschichten vor Absatz des Buntsandsteins ergibt sich nirgends der geringste Anhaltspunkt.

Fazielle Änderungen treten trotz der Schichtenabnahme nach Süden nicht ein. An vielen Stellen (aber nicht immer)

haben die jeweils tiefsten Schichten eine klastische Beimengung, z. B. der Zechstein bei Schweinheim bei Aschaffenburg oder bei Frau Nauses unweit Groß-Umstadt, oder der Bröckelschiefer bei Gailbach südöstlich Aschaffenburg und am Breuberg bei Neustadt. Es handelt sich aber immer nur um geringmächtige klastische Massen, die die eigentlichen Gesteine nicht verändern. Allerdings scheint es mir (meine Beobachtungen sind aber noch nicht abgeschlossen), als ob Vorkommen von Oberrotliegendem im mittleren Odenwald ebenfalls zum Zechstein zu ziehen wären. Die Grenze zwischen den schwach entwickelten Arkosen an der Basis des Zechsteins und den mächtigeren Arkosen und Arkosesandsteinen, die bisher zum Rotliegenden gestellt wurden, ist kaum mit Sicherheit zu finden. Es ist auch auffallend, daß hier das höchste Rotliegende ganz anders entwickelt ist, als an sicher bestimmbaren Stellen, z. B. bei Heidelberg. (In der Gegend von Bokkenrod, die ich besonders im Auge habe, befinden sich übrigens die auffälligen grauen Sandsteine an mehreren Punkten, wo die Spezialkarte Zechstein anzeigt.)

Unruhige Fazies im westlichen Spessart.

Aus den gut gebankten Dolomiten ohne Faziesänderung, die bis zum äußersten Vorkommen im Süden auftreten, ergibt sich, daß das Meer in dieser Gegend völlig ruhig gewesen sein muß. Im westlichen Spessart scheint dies aber nicht der Fall gewesen zu sein, denn hier prägt sich im tieferen Niveau der Dolomite offenbar eine andere Fazies aus. Bei Rückingen und Niederrodenbach und außerdem bei Geiselbach finden sich auffällig unruhig geschichtete Dolomite; die Schichtflächen sind sehr unregelmäßig und machen den Eindruck, als ob ständige Unterbrechungen im Absatz stattgefunden hätten. Dazu finden sich vor allem flaserige Dolomite, die durchaus an bestimmte Bänke im Wellenkalk erinnern und damit einen mir im Zechstein noch nicht bekannten Typus darstellen (vergl. die Karte). Offenbar war hier der Meeresboden unruhiger, häufige Trockenlegungen unterbrachen die Sedimentation und es fanden wohl lokale Abtragungen statt, deren Produkte jetzt in den Flaserbänken vorliegen. Es ist wohl kein Zufall, daß gerade in diesen Gegenden größere Organismenreste häufiger sind als anderswo. Das lebhaftere Meer bot ihnen hier bessere Existenzbedingungen, als weiter draußen, wo nur noch kleinere planktonische Reste vorkamen, die uns im wesentlichen den Bitumengehalt der Dolomite geliefert haben werden. Daß die Sedimentationsverhältnisse hier andere waren, ergibt sich vielleicht schon aus dem Zechsteinkonglomerat, dessen Korngröße offenbar nach Westen zunimmt.

Vergleich mit der Schichtenfolge in der Wetterau.

Von der beschriebenen Schichtenfolge sind die hangenden und liegenden Glieder ohne weiteres in ihrer stratigraphischen Stellung klar. Konglomerat und Kupferletten und die hangenden roten Letten mit den bunten Dolomitbänken stimmen genau mit denen der Wetterau überein. Tiefster Unterer Zechstein (Zu_1) und oberster Oberer Zechstein (Zo_3) finden damit ihre Vertretung. Zwischen ihnen liegen die grauen Sapropeldolomite. Bei ihnen können wir feststellen, daß sowohl ihr liegendster wie ihr hangendster Teil noch mit Schichten der Wetterau übereinstimmt. Die Basis des Zechsteinkalkes (Zu_2) und die obersten Lager des Plattendolomites (Zo_2) sind also ebenfalls nachweisbar. Es handelt sich nun um die Stellung des mittleren Teiles der Dolomite, der mit Schichten der Wetterau nicht mehr verglichen werden kann. Irgendwelche stratigraphisch verwertbaren Grenzen finden sich in ihnen nicht, wie ja schon Bücking hervorgehoben hat. Fossilien ermöglichen ebenfalls wegen ihres sporadischen Vorkommens keine Abtrennung. Bücking selbst wollte Zechsteinkalk und Mittleren Zechstein darin erkennen. (Sein ganzer Oberer Zechstein entspricht nur meinen Oberen Letten.) Ich selbst glaubte früher, daß nur der Plattendolomit mit sporadischer Vertretung des Unteren Zechsteins vorhanden wäre (Ber. Oberh. Ges. f. Nat. u. Heilk. N. F. Naturw. Abt. 5. 1913. p. 101/102). Es kann nun aber keinem Zweifel unterliegen, daß bei dem Fehlen jeglicher Diskordanzen eine partielle Vertretung des Zechsteins durch die Dolomite nicht angenommen werden darf. Die grauen Dolomite müssen also den Teil des Zechsteins vertreten, der zwischen den Oberen Letten und den Kupferletten liegt. Die Mächtigkeit der Dolomite ist zwar geringer als in den entsprechenden Schichten der Wetterau. Dort handelt es sich aber um fein-klastische, hier um vorwiegend chemische Sedimente. Außerdem ergibt sich offenbar, daß die Schichtung der Sapropeldolomite nicht nur durch Wechsel, sondern auch durch Stillstand in dem Absatz zustande gekommen ist. **Der höhere Untere, der Mittlere und fast der ganze Obere Zechstein des Spessarts wird durch graue Dolomite ohne alle stratigraphischen Grenzen gebildet. Diese dolomitische Fazies tritt in Gegensatz zu allen bisher bekannten und ist das Produkt der besonderen Sedimentationsverhältnisse im Südwesten des deutschen Zechsteins.**

Entstehung der Dolomitfazies.

Der deutsche Zechstein ist in einem Flachmeer abgesetzt, das zwar selbst vom Ozean abgeschnitten war, aber in sich ein offenes Becken darstellte. Trennende Rücken waren darin bis jetzt nicht bekannt. Die rote Frankenberger Fazies ist entstanden als

Absatz auf dem Festlande unter aridem Klima, die tonige Fazies der Wetterau in einem küstennahen Zipfel im Südwesten, wo die Festlandsnähe sich in feinklastischen Sedimenten und reichhaltigerer und höherer Fossilienführung kenntlich macht. Beide Fazies sind also nur als besondere randliche Ausbildungen der Normalfazies zu betrachten, sie haben in ungestörter Verbindung mit ihr gestanden. Mit der süddeutschen Fazies verhält es sich aber anders. Sie muß von dem Meere der Wetterau durch einen Rücken getrennt gewesen sein, die Flüsse und Strömungen, die dorthin so viel terrestres Material trugen, haben die Spessartgegend nicht berührt. Zwischen Haingründau und Lieblos nähern sich die Wetterauer und süddeutsche Ausbildung auf wenige Kilometer, ohne daß ein Übergang zu erkennen wäre[1]. Hier muß der trennende Rücken durchgegangen sein; er erstreckt sich weiter nach SO in die Gegend zwischen Orb und Bieber. (Vergl. die Karte.) In der Wetterau war der Meeresboden ein ebener, auf dem sich die Formation gleichmäßig absetzen konnte. Ganz anders war es damals in Süddeutschland. Ein Archipel mit großen und kleinen Inseln befand sich hier, die nach Süden langsam an relativer Höhe abnahmen, während das ganze Niveau anstieg. Nur im untersten und obersten Zechstein war mit der Wetterau eine freie Verbindung vorhanden. Im übrigen handelte es sich um ein abgeschlossenes Gebiet. Detritusmassen konnten nicht viel in das Meer transportiert werden, da kein zusammenhängendes Festland vorhanden war. Nur feine Tone wurden in regelmäßigem Wechsel eingeschwemmt. Das stellenweise sehr flache Meer war von zahlreichen kleineren Organismen erfüllt.

Alle diese Umstände machen es uns verständlich, wie sich hier im ruhigen Meerwasser ohne Strömungen anhaltendes Gleichgewicht ausbilden konnte, so daß die Dolomite in ununterbrochener Folge als primäre Gesteine entstanden. Es handelt sich um ganz ähnliche Bedingungen wie bei dem süddeutschen Unteren Muschelkalk[2], der mit seinen Wellendolomiten ebenfalls eine ausgesprochene Seichtwasserfazies darstellt. Die Einschwemmungen tonigen Materials unterbrachen den Prozeß der Ausfällung auf kurze Zeit. Die Reste der Organismen werden bei ihrer Verwesung die wichtige freie Kohlensäure geliefert haben, so daß sich die einförmige Folge der Sapropeldolomite immer wieder ausscheiden konnte. (Vergl. Potonié, Naturw. Wochenschrift. 1910. p. 784, und Linck in Doelter, Hand-

[1] Dieser schroffe Fazieswechsel in einem Flachmeer zeigt uns, worauf gerade in neuerer Zeit wiederholt hingewiesen wurde, daß derartige Faziesdifferenzen in Überschiebungsgebirgen mit großer Vorsicht bei der Konstruktion tektonischer und paläogeographischer Bilder zu verwenden sind.

[2] Während der Drucklegung erscheint die Arbeit von G. Wagner (dies. Centralbl. 1913. No. 17. p. 551 ff.), in der für den Oberen Muschelkalk die randliche Dolomitfazies sehr schön auf einer Karte dargestellt wird.

buch der Mineralchemie. 1. p. 133/134.) Gegen Ende des Zechsteins wurde das Gebiet mit dem Hauptbecken wieder in Verbindung gebracht und Gips und Steinsalz schlugen sich nieder, die schließlich von den Oberen Letten eingedeckt wurden.

Entgegen meiner früheren Angabe (Ber. Oberh. Ges. f. Nat. u. Heilk. N. F. Naturw. Abt. 5. 1913. p. 97 ff.) war also der Spessart im Mittleren Zechstein kein völliges Festland. Als Archipelgebiet aber, das gegen die Wetterau durch einen Rücken abgetrennt war, konnte er dennoch nach dieser Gegend terrigenes Material liefern. Der Odenwald ist aber wohl im Mittleren Zechstein noch als Festland zu betrachten. Nach den Mächtigkeiten zu urteilen, wird er erst vom Meere des Oberen Zechsteins überdeckt worden sein.

Zur Entstehung der Manganerze.

Über die Manganerze finden sich zahlreiche Angaben in der Literatur. Aus den stratigraphischen Verhältnissen ergibt sich mit Sicherheit, daß die Manganverbindungen nicht, wie es nach bestimmten Theorien sein soll, durch eine Auslaugung entstanden sein können. Es muß sich um metasomatische Prozesse gehandelt haben. Dies läßt sich zurzeit sehr schön in Brüchen bei Hummetroth im Odenwalde oder Feldkahl im Spessart zeigen, wo die Manganmulme in unregelmäßigen Taschen nach unten greifen. Die Grenze gegen den Dolomit ist eine scharfe. Trotzdem sieht man aber, daß die Lettenlagen des normalen Dolomites sich ungestört in den Mulm weiter fortsetzen. Diese Beobachtung ist auch schon durch Salomon an anderen Stellen des Odenwaldes gemacht worden.

Für die Erklärung des Vorkommens der Manganerze müssen wir uns besonders vor Augen halten, daß es sich nicht um eine lokale Erscheinung handelt. Im Odenwald sind die Erze am meisten verbreitet, aber auch im Spessart kommen sie vor, nach Norden allerdings an Mächtigkeit stark abnehmend. Es scheint fast, als ob sie mit den Sapropeldolomiten eng verknüpft wären, denn sofort mit deren erstem Auftreten bei Lieblos finden sich die Manganmulme, die ich weiter nördlich nicht gesehen habe. Es scheint mir wegen der weiten Erstreckung etwas gewagt, zur Entstehung ohne weiteres Thermen heranziehen zu wollen. Ich glaube, daß wir die Erze genau so erklären können, wie dies jetzt auch bei den Manganmassen auf den mitteldevonischen Kalken am Taunusrande geschieht, daß die Carbonate auf die in den Bodenlösungen vorhandenen Manganverbindungen ausfällend gewirkt haben. Der Bitumengehalt wird dabei wohl eine besondere Rolle spielen.

Mit der Entstehung der Manganerze dürfen wir das Problem der nicht seltenen Verkieselung der Dolomite nicht ohne weiteres verknüpfen. Es scheint sich dabei um völlig getrennte

Prozesse zu handeln. Die stärksten Verkieselungen finden sich derart angeordnet, daß ihre Verbindung mit Spalten sichergestellt zu sein scheint. Die Herkunft der Kieselsäure ist vielleicht eine thermale. — (Vergl. die Karte.)

Die Auflagerungsfläche des Zechsteins in ihrer morphologischen Bedeutung.

Die Fläche, mit der der Zechstein und der Bröckelschiefer den älteren Gesteinen auflagern, ist keine Ebene, sondern ein flachwelliges Bergland, wie ich es oben geschildert habe. Die Bezeichnung „Fastebene" ist darum hier nicht am Platze, höchstens könnte man von „Abtragungsfläche" sprechen. Aber auch diese Bezeichnung ist nicht richtig, wenn wir uns auf den Zechstein beziehen wollen. Die Fläche wird durch den Zechstein überdeckt, aber sie ist nicht in dieser Zeit geschaffen worden. Wir finden ja nur geringmächtige Basaltkonglomerate und auch diese von durchaus lokaler Bedeutung, so daß eine marine Abrasion kaum gewirkt haben kann. Wir dürfen daher nur von einer Auflagerungsfläche sprechen, Zechstein und mit ihm Buntsandstein haben ein Relief überdeckt, das unter den herrschenden Bedingungen beider Formationen nicht entstanden ist. (Bei den Diskussionen über die Entstehung des Buntsandsteins ist gerade diese Tatsache nie berücksichtigt worden. Ich werde bald an anderer Stelle auf diesen Gegenstand genauer eingehen.)

Durch spätere Abtragungen ist die Auflagerungsfläche von den verhüllenden Sedimenten wieder entblößt worden und tritt nun an der Steilstufe des hinteren Odenwaldes und Spessarts zutage. Für die Morphologie beider kristallinen Gebirge wird ihr ziemlich große Bedeutung beigelegt. Immerhin muß man sich vor einer Überschätzung sehr hüten. Allein die große Unregelmäßigkeit der Fläche zeigt, daß die Verebnungen an der Oberfläche, besonders des Spessarts, nicht ohne weiteres mit ihr in Beziehung gebracht werden dürfen. Es ist z. B. außerordentlich auffällig, daß im Spessart gerade nahe den unregelmäßigsten Stellen am Gräfenberg und Umgegend die Abtragungsfläche bei Johannisberg und Sternberg völlig eben ausgebildet sein soll. Für den Odenwald werden ja starke Erhebungen in der Fläche zugegeben. (Für die Abtragungsfläche im Odenwalde vergl. Strigel, Verh. Naturhist.-Med. Ver. Heidelberg. N. F. 12. 1. H. 1912.)

Vor allen Dingen müssen aber die späteren Verwerfungen berücksichtigt werden, die uns das Bild sehr verwischen. So läßt sich z. B. in der Gegend von Geiselbach und Horbach im Spessart mit Sicherheit zeigen, daß die heutige Oberfläche von der permischen Fläche ganz unabhängig ist. Der Zechstein bei Geisel-

bach ist an Störungen gegenüber dem Osten abgesunken, so daß die Abtragungsfläche schräg nach Osten einfällt. Man sieht sehr schön, wie die schräggestellte Fläche die heutige Oberfläche schneidet und mit ihr nichts zu tun hat. Nordöstlich von Geiselbach liegt dann in höherem Niveau der stehengebliebene Zechstein, dessen Fläche sich höher ebenfalls morphologisch gut heraushebt. Die jüngere Fläche, die bei Geiselbach die permische schneidet, setzt sich aber im Südwesten nach dem Hahnenkamm fort und scheint zu beweisen, daß auch hier jüngere Abtragungen wirksam gewesen sind.

Aus einer anderen Überlegung ergibt sich ja auch ein ähnliches Resultat. Die Schrägstellung, die die Schichten des hinteren Spessarts erfahren haben, ist keine primäre, sondern wohl erst im Tertiär erfolgt. Im jüngeren Tertiär ist aber eine Verebnung der ganzen Gegend eingetreten, die sich jetzt auf den Höhen des hinteren Spessarts und Odenwaldes sehr schön bemerkbar macht. Infolge der Schrägstellung, die vor dieser Einebnung schon vorhanden war, muß die tertiäre Abtragungsfläche im westlichen Teil der Gebirge schon mehr oder weniger große Teile der kristallinen Gesteine freigelegt haben, so daß die permische Fläche verwischt wurde.

Zusammenfassung der vorläufigen Ergebnisse.

Im Spessart und Odenwald besteht der gesamte Zechstein bis auf das Zechsteinkonglomerat, den Kupferschiefer und die Oberen Letten aus grauen, gutgeschichteten Sapropeldolomiten mit geringen Lettenzwischenlagen. An der Basis der Oberen Letten befand sich ein jetzt nur durch Auslaugungen kenntlicher Salzhorizont. Der Zechstein setzte sich in einem Archipele ab, der von dem offenen Meere abgeschlossen war. Die Wassertiefe war gering. Daraus erklärt sich die auffällige Dolomitfazies. Das Gebiet stieg langsam und unregelmäßig nach Süden an, so daß die Mächtigkeit der Formation bis zum völligen Auskeilen abnehmen muß. Nach Süden verlief die Sedimentation ganz ruhig ohne Faziesänderung, Nach Westen findet sich aber eine unruhigere, fossilreichere „Wellendolomit"-Fazies. — Die unebene Auflagerungsfläche des Zechsteins stimmt nur an manchen Stellen mit der heutigen Oberfläche sicher überein. Teils ist sie schon im Tertiär in den westlichsten Teilen freigelegt worden, teils schneidet sie die heutige Fläche infolge Schrägstellung durch Verwerfungen.

Gießen, Mineralogisches Institut, den 18. Sept. 1913.

Ergänzende Beiträge zur Kenntnis des Grundgebirges im Ries.

(Vergl. „Jahreshefte des Vereins für vaterl. Naturk. in Württemberg." 68. Jahrg. 1912. p. 107—154.)

Von **Richard Löffler** in Saulgau.

Bei der Untersuchung des Grundgebirges im Ries ist es mir gelungen, im Nordwesten des Rieskessels eine Gruppe von metamorphen Gneisen und kristallinen Schiefern festzustellen, deren Einheitlichkeit und deren Zusammenhang mit den übrigen Gesteinen sie als ursprünglichen Gebirgszug charakterisieren. Es sind hauptsächlich granat- und graphitführende Gneise, daneben noch Sillimanitcordieritschiefer, denen ich den Namen „Vindelizit" beigelegt habe. Diese ganze Zone reicht von Zipplingen im Nordwesten bis nach Itzing im Osten hinüber. Wenn wir die Entstehungsgeschichte des Rieskessels und seiner Umgebung in Betracht ziehen, wie sie von Branca und Fraas wahrscheinlich gemacht worden ist, so brauchen wir im Zentrum des Rieskessels keine so großen Transportationen anzunehmen wie an der Peripherie, wenn auch alles disloziert, d. h. in die Höhe gehoben worden ist. So beweist auch der Wenneberg, daß hier nur eine Pressung an Ort und Stelle erfolgt ist, ebenso wie auch das Vorkommen von Grundgebirge am Lehberg bei Munzingen und am Albuch gegen Schmähingen zu. Hier im Innern des Rieskessels sind es größere Komplexe, die gehoben und gepreßt wurden, ohne weit verschoben worden zu sein. So gewinnt die Hypothese an Wahrscheinlichkeit, daß wir es in den oben erwähnten kristallinen Schiefern mit einer ursprünglichen Gebirgszone zu tun haben, deren Streichrichtung noch heute erkennbar ist. Daß diese von Nordwest nach Südost verläuft, also herzynisch ist, dürfte einen weiteren Stützpunkt für die Existenz des ehemaligen vindelizischen Gebirges abgeben.

Anhangsweise sei hier das bis jetzt unbekannte Vorkommen von Graphitquarzit erwähnt, der sich in der Gegend von Wilflingen—Munzigen—Marktoffingen am Ostabhang des Lehbergs findet. Es ist durch Übergänge mit einem pegmatitischen, roten Feldspat führenden Granit verknüpft und fügt sich somit sehr gut in die bereits bekannte dortige Gesteinsgruppe ein. Der Graphit ist in kleinen, metallglänzenden Schüppchen und Blättchen in den Quarzit eingestreut. Dieser ist gewöhnlich — makroskopisch betrachtet — reiner Quarz. Die mikroskopische Untersuchung steht noch aus.

Personalia.

Habilitiert: Dr. **G. Dyhrenfurth** als Privatdozent für Geologie und Paläontologie an der Universität Breslau.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Oberer Jura in West-Sumatra.

Von Prof. Dr. **Volz** in Erlangen. Geographisches Institut.

Mit 5 Textfiguren.

Jüngst erhielt ich von Herrn Prof. Dr. Yabe eine Reihe von Arbeiten, zum Teil auch älteren Datums, liebenswürdigst zugesandt. Unter ihnen befand sich ein nur wenige Seiten umfassender Aufsatz aus dem Journ. Geol. Soc. Tokyo 1903, betitelt: „On a Mesozoic Stromatopora". Die an so entlegenem Orte veröffentlichte kleine Arbeit war mir bisher unbekannt geblieben. Es wird in ihr eine neue *Stromatopora japonica* sp. n. aus dem Torinosukalk bei Itsukaichi im Nordwesten von Tokyo beschrieben. Diese Kalke haben nach gütiger Mitteilung des Herrn Kollegen Krumbeck ein Alter, das auf der Grenze von Jura und Kreide steht, mit größter Wahrscheinlichkeit aber noch dem oberen Jura zugehört.

Beim Betrachten der beigegebenen Tafel sah ich mit dem größten Erstaunen, daß diese neue japanische Form zweifellos mit der seinerzeit von mir beschriebenen *Myriopora*[1] aus West-Sumatra übereinstimmt. Ein genauer Vergleich der Abbildungen und Beschreibungen läßt die generische Übereinstimmung vollständig erscheinen. Der einzige Unterschied besteht darin, daß Yabe von seiner Form keine zyklischen Porensysteme beschreibt; doch scheint mir seine Abbildung (s. Fig. 1) an zwei Stellen (oben sowie fast genau Mittelpunkt) recht deutliche zyklische Anordnung zu zeigen, so daß ich an der generischen Übereinstimmung beider Formen nicht zweifle. Der Querschnitt durch die stratogenen Lagen bei *Myriopora Verbeeki* Volz (s. Fig. 2) zeigt gleichfalls keine zyklischen Porensysteme. Allerdings handelt es sich um zwei verschiedene Arten. Die Skelett-Elemente der japanischen Art sind erheblich gröber als diejenigen der sumatranischen; neben der von mir beschriebenen *Myriopora Verbeeki* fand ich am gleichen Fundpunkt noch eine andere Art mit gröberen Skelett-Elementen, welche ich aber nicht beschrieb, da sie damals neben der anderen, häufigeren und besser erhaltenen Form kein neues Interesse mehr bot. Möglich, daß sie mit der japanischen Art nun auch spezifisch übereinstimmt.

Die Yabe'sche Arbeit und die meinige sind fast gleichzeitig

[1] W. Volz, Zur Geologie von Sumatra. (Geologische und paläontologische Abhandlungen, herausgegeben von E. Koken. 1904. p. 186 ff.)

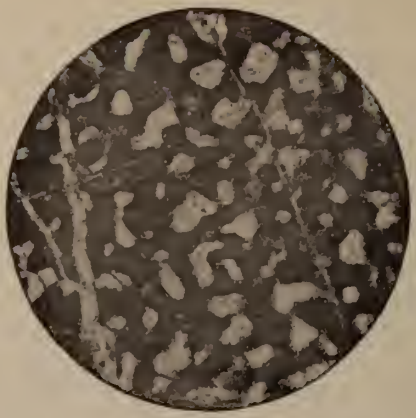


Fig. 1. *Myriopora japonica* Yabe aus dem japanischen oberen Jura. Querschliff. 10×.

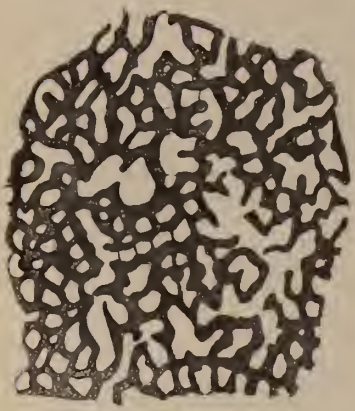


Fig. 2. *Myriopora Verbeeki* Volz.

Querschnitt durch eine stratogene Lage des Gewebes. Das Gewebe ist wurmförmig, die Cönosarkröhren zeigen z. T. stark verdickte Böden. Keine zyklischen Porensysteme. Das Gewebe weist größere Löcher auf, die aber mit den Gastropoden nichts zu tun haben. 12×.

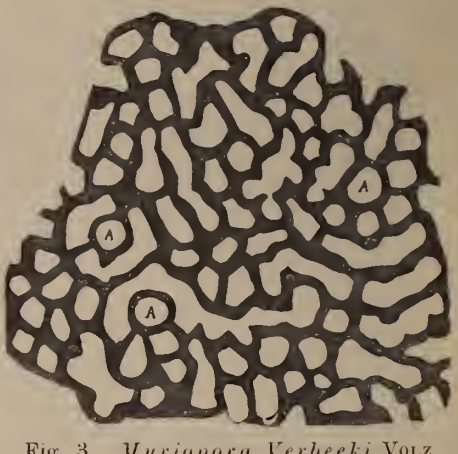


Fig. 3. *Myriopora Verbeeki* Volz.

Querschnitt aus dem Übergange der acrogenen und stratogenen Lagen des Gewebes. Die Randröhrchen der zyklischen Systeme (bei A) sind zu horizontalen Schläuchen aufgelöst. Das Gewebe ist im ganzen noch ziemlich geschlossen. 20×.

erschienen, indem erstere vom Dezember 1903 datiert ist, während das meine Arbeit enthaltende Heft der Abhandlungen in den ersten Januartagen 1904 erschienen ist. Aber das ist schließlich gleichgültig und würde auch bei der zweifellosen spezifischen Verschiedenheit für die Benennung nichts zu bedeuten haben. Da Yabe seine Form ganz allgemein mit dem paläozoischen Gattungsnamen *Stromatopora* bezeichnet, die Form aber zweifellos gegen die echte *Stromatopora* eine ganze Reihe charakteristischer Unterschiede aufweist, so schlage ich vor, den Namen *Myriopora* auf sie auszudehnen; es würde demnach die **nunmehr jungmesozoische** Gattung *Myriopora* in zwei Formen bekannt sein:

1. *Myriopora Verbeeki* Volz von West-Sumatra,
2. *Myriopora japonica* Yabe von Japan und wahrscheinlich auch von West-Sumatra.

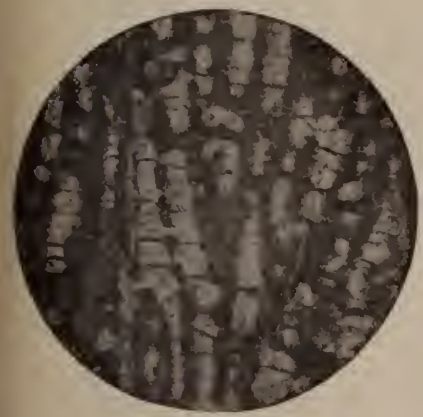


Fig. 4 *Myriopora japonica* Yabe aus dem japanischen oberen Jura. Längsschliff. 10 ×.

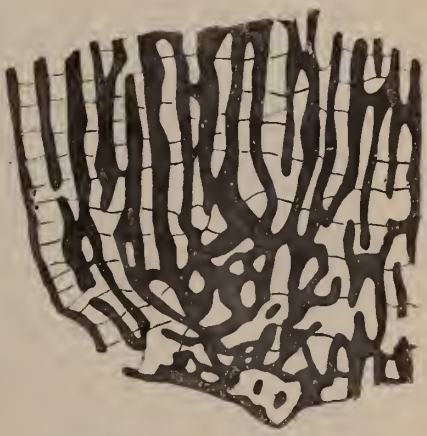


Fig. 5. *Myriopora Verbeeki* Volz. Längsschnitt durch eine Lage gestreckten (acrogenen) und wurmförmigen (stratogenen) Cönenchymgewebes; die Böden in den Cönosarkröhrchen sind deutlich sichtbar. 12 ×.

Wie sind die stratigraphischen Verhältnisse des Sumatraner Vorkommens? Ein Kalkriff taucht im Südosten des Vulkans Merapi im Padanger Hochland in den Vulkanmantel ein; ein petrographisch äußerst gleichartiges Kalkriff taucht bei gleichem Streichen im Nordwesten desselben Vulkans aus dem Vulkanmantel heraus. Das erstere ist durch reichliches Vorkommen permocarboner Fossilien ausgezeichnet; im letzteren fand ich die Myrioporen, außerdem nur Bryozoen, undeutliche Muscheldurchschnitte, sowie eine schlecht erhaltene konfluente Koralle. Bei dem schein-

baren Durchstreichen des Riffes durch den Vulkanmantel nahm ich für den Myrioporenkalk gleichfalls permocarbones Alter an. Es zeigt sich aber jetzt, daß diese Annahme irrtümlich ist, daß wir es zweifellos mit einem oberjurassischen Kalk zu tun haben. Dafür spricht die *Myriopora*, während dagegen kein stichhaltiger Grund angeführt werden kann.

Außerordentlich interessant ist es, daß diese Altersbestimmung als mesozoisch in ganz auffallender Weise mit den paläontologischen Beziehungen harmoniert, welche ich seinerzeit für *Myriopora* (l. c. p. 193 f.) hervorhob.

Ich fand für *Myriopora* außerordentlich enge Beziehungen zu den damals bekannten mesozoischen Formen *Millestroma* Gregory aus dem Turon, *Milleporidium* Steinmann aus dem Oberjura und faßte *Myriopora* als eine phylogenetisch ebenso interessante wie wichtige Zwischenform zwischen ihnen und den paläozoischen Stromatoporiden auf; dementsprechend wählte ich auch den Namen in möglichster Anlehnung an die mesozoischen Formen (Mille = 1000, myrios = 10000). Ich lasse die bezeichnendsten Sätze hier wörtlich folgen:

„*Myriopora* steht der *Millestroma* aus dem Turon sehr nahe; „der Skelettaufbau ist außerordentlich ähnlich und ebenso hat auch „*Millestroma* ganz ähnliche Zooidröhren"; . . . . „*Hermatostroma* „ist noch eine echte Stromatoporide, *Myriopora* bereits eine typische „Milleporide"; . . . . „Andererseits ist auch die Ähnlichkeit von „*Myriopora* und dem oberjurassischen *Milleporidium* sehr groß. Der „Skelettbau ist so übereinstimmend, daß z. B. Steinmann l. c. „Taf. 2 Fig. 2 fast ebensogut von *Myriopora* stammen könnte."

Diese von mir bei Aufstellung der Gattung geschriebenen Sätze zeigen deutlich, wie vorzüglich ein oberjurassisches Alter für *Myriopora* paßt. Daß es tatsächlich besser und ungekünstelter paßt als ein jungpaläozoisches Alter, zeigt aber nichts deutlicher als der Schlußsatz meiner damaligen Arbeit über *Myriopora*, in dem ich die Bedeutung der Form zusammenfaßte:

„Aber wie dem auch sei, der Nachweis einer paläozoischen typischen Milleporide ist schon an sich von hohem wissenschaftlichem Interesse; ist doch dadurch ein neuer Faden zur grauen Vorzeit gesponnen; fällt doch durch sie und durch ihre nahe Verbindung mit den Stromatoporiden helleres Licht auf diesen in seiner zoologischen Stellung zweifelhaften Stamm" (l. c. p. 194).

Allerdings muß ich jetzt mich selbst berichtigen; *Myriopora* hat diese interessante Mittelstellung nicht, sondern gehört in die jungmesozoische Milleporidengruppe; und der Hiatus, welchen *Myriopora* zu überbrücken schien, klafft weiter.

Was hat nun aber die Tatsache, daß die Myrioporenkalke ein oberjurassisches Alter haben, für Konsequenzen für unsere geologische

Auffassung des Baues von Sumatra? Recht einschneidende! Man war bisher gewöhnt, die zahlreichen lang durchstreichenden grauen Kalkzüge, welche Sumatra, von Djambi angefangen, bis zur Nordspitze durchsetzen, als permocarbonisch zu betrachten; man hatte zwar nur ziemlich selten in ihnen Fossilien gefunden, aber die waren allemal typische Permocarbon-Fossilien gewesen. Jetzt ist für einen dieser grauen Kalkzüge erwiesen, daß er jungmesozoisch ist. Aber auch in Nord-Sumatra habe ich Myrioporen des öfteren gefunden; es zeigt sich also, daß die oberjurassischen Myrioporenkalke recht weit verbreitet zu sein scheinen, und ehe wir nunmehr einen Kalk irgend einer Formation zuteilen, ist es erforderlich, sein Alter durch Fossilfunde nachzuweisen; denn die Bildung der Kalkgräte scheint in wesentlicher Gleichartigkeit vom Carbon an durch die Flucht der Zeiten sich fortgesetzt zu haben.

Diese ganz veränderte Auffassung im Alter der Kalke muß große Auswirkung haben auch für die Auffassung des Alters der sumatranischen Granite. J. B. Scrivenor[1] hat gezeigt, daß auf der malaiischen Halbinsel ein wesentlicher Teil der Granite mesozoisch ist, vermutlich jurassisch. Das Alter der sumatranischen Granite als präcarbonisch ward im wesentlichen dadurch bestimmt, daß öfters Permocarbonkalke ohne Spur von Metamorphose ihnen auflagern; wenn nun ein Teil dieser Kalke nicht permocarbonisch, sondern oberjurassisch oder gar untercretacisch ist, so ist es sehr wohl möglich, daß auch in Sumatra mesozoische Granite vorkommen, und ich bin sogar überzeugt, daß dem so ist. Ob die Zinnführung für die mesozoischen Granite charakteristisch ist, wie es auf der malaiischen Halbinsel zu sein scheint, müssen spätere Untersuchungen lehren. Ein derartiger Granit, der mir zweifellos jung zu sein scheint, ist z. B. das Granitvorkommen am Südostfuß des Vulkans Surungan im östlichen Batakland[2]. Als ich es 1906 entdeckte, war ich erstaunt über das Eigenartige des Auftretens. Quarzite bilden die Hülle; es folgen fossilleere Schiefertone, welche den triadischen Tonen von Kwalu fast bis zur Identität ähnlich sind, so daß ich schon damals glaubte, sie zur Trias stellen zu müssen. Wir haben also hier genau dieselben Verhältnisse wie auf der malaiischen Halbinsel, wo triadische Quarzite etc. die Schieferhülle der jungmesozoischen Granite bilden; das Gebiet von Kwalu liegt ja auch in der Fortsetzung der Vorkommen der malaiischen Halbinsel

Es würde zu weit führen, hier alle Konsequenzen im einzelnen aufzuführen. So wie wir hier ein mesozoisches Granitvorkommen zweifellos vor uns haben, dürfte es noch mehr geben. Diese in Erscheinung tretenden Übereinstimmungen mit dem Bau der ma-

[1] Quarterly Journal of the Geol. Soc. 69. 1913. p. 351.
[2] W. Volz, Nord-Sumatra. Bd. I. Berlin 1909; besonders p. 187.

laiischen Halbinsel schlagen ebensoviel Brücken für das bessere Verständnis der geologischen Geschichte Sumatras.

Es ist ja bisher bereits verschiedentlich Mesozoicum durch Fossilfunde in Sumatra nachgewiesen, Trias und Kreide, aber es waren stets neu entdeckte, randliche Vorkommen; dieser neue Nachweis von oberstem Jura in Sumatra ist deshalb so wichtig, weil er auf bekanntem Gebiet gemacht ist und u. a. überaus wichtige Konsequenzen für die Altersbestimmung der morphologisch so ungeheuer bedeutungsvollen Granite nach sich zieht.

Die Zersetzung des Hauerits an der Luft und die dadurch hervorgerufene Einwirkung auf Silber und Kupfer.

Von **A. Beutell** in Breslau.

Mit 3 Textfiguren.

J. Strüver (dies. Centralbl. 1901. 2. p. 257 und 401) hatte beobachtet, daß Hauerit, S_2Mn, auf Silber gelegt, in einiger Zeit einen schwarzen Fleck hervorbringt. Er konnte ferner nachweisen, daß Pyrit, Markasit und Magnetkies dieselbe Eigenschaft, wenn auch in geringerem Grade, besitzen. Noch schneller wirkte nach seinen Angaben Schwefel. An Stelle des Silbers konnte Kupfer dienen, nur war dasselbe etwas weniger empfindlich. Strüver schließt aus seinen interessanten Beobachtungen, „daß chemische Reaktionen auch zwischen festen Körpern bei gewöhnlicher Temperatur und in trockener Luft stattfinden können“ und sagt weiter, „daß diese Tatsache nicht ohne Bedeutung für die Bildung und Umbildung nicht weniger Mineralspezies in der Natur sei“.

Bei dem großen Interesse, welches die erwähnten Beobachtungen verdienen, auch wenn man sich nicht alle Schlußfolgerungen zu eigen macht, habe ich es unternommen, die Erscheinungen einer erneuten experimentellen Prüfung zu unterziehen. Da sich Silber als empfindlicher erwies als Kupfer, habe ich in der Folge nur mit reinem, von Kahlbaum bezogenem Silberblech experimentiert. Es ist nötig, dasselbe vor dem Gebrauch abzuschmirgeln; mit Salpetersäure gereinigtes Silberblech erweist sich als viel unwirksamer, woran auch nichts geändert wird, wenn man es noch mit Ammoniak putzt.

Legt man einen Haueritkristall mit einer Oktaederfläche auf ein frisch abgeschmirgeltes Silberblech, so sieht man schon nach einer halben Stunde einen deutlichen gelbbraunen Abdruck der Fläche, doch erweisen sich nicht alle Kristalle gleich wirksam. Von 5 Kristallen der hiesigen Hauptsammlung zeigten sich zwei und ein Spaltstückchen, welches bereits seit Monaten an der Luft lag, sehr aktiv, während 2 andere Kristalle in einer halben Stunde

nur eine ganz schwache Anfärbung des Silbers hervorriefen. Ein Haueritkristall mit rauher, wie angeätzt aussehender Oberfläche ließ auch nach 4 Stunden noch keine sichtbare Einwirkung erkennen. Da es nicht ausgeschlossen schien, daß die Kristalle (um sie vor Oxydation zu schützen) mit einem feinen Lacküberzug versehen worden waren, wurden sie 24 Stunden in absoluten Alkohol und darauf noch die gleiche Zeit in Äther gelegt, wodurch sich der Lack lösen mußte. Nach dieser Behandlung auf frisch abgeschmirgeltes Silberblech gelegt, brachten die beiden großen Kristalle in 48 Stunden nur einen schwachen bräunlichen Abdruck hervor, während der dritte keine Einwirkung erkennen ließ. Die Aktivität gegen Silber hatte sich hiernach bei den beiden größeren Kristallen noch mehr verringert, während der kleinere nach wie vor unwirksam blieb. Nach den Erfahrungen, die ich bei meinen Arbeiten über Arsenkies, Glaukodot und Glanzkobalt gemacht hatte, traf mich dieses Ergebnis nicht unerwartet, denn der durch die Oxydation an der Luft gebildete freie Schwefel, der nach meiner Meinung die Ursache der Silberanfärbung war, hatte sich im Alkohol und Äther gelöst. Nachdem die Kristalle 48 Stunden an der Luft gelegen hatten, riefen die beiden größeren schon nach 3 Stunden einen gelbbraunen Abdruck hervor, sie waren also viel wirksamer geworden. Nur der kleine mit der rauhen, möglicherweise durch einen künstlichen Eingriff veränderten Oberfläche hatte sich nicht gebessert und mußte als unbrauchbar beiseite gelegt werden. Die Aktivität lackierter Haueritkristalle, deren Lacküberzug durch Behandeln mit Alkohol und Äther entfernt wird, kommt somit erst nach mehreren Tagen zum Vorschein.

Die Färbung, welche das Silber durch einen aufgelegten Hauerit annimmt, hängt von der Länge der Zeit ab und durchläuft, mit bräunlichgelb beginnend, je nach der Dicke des Häutchens, sämtliche Regenbogenfarben. Erst nach einigen Tagen wird der Fleck grauschwarz. Auffallend ist hierbei, daß die Anfärbung des Silberbleches nicht nur an der Berührungsstelle selbst stattfindet, sondern daß sie sich weiter verbreitet. Zwar nimmt die Wirkung mit der Entfernung schnell ab, doch ist sie bis auf 1 cm und mehr im Umkreise zu verfolgen. An diese interessanten Erscheinungen knüpft Strüver die Bemerkung, „daß, wenn die Reaktion in den Berührungspunkten beginnt, sie sich dann alsbald auf verhältnismäßig bedeutende Entfernung von diesen ausdehnt, entweder durch das Metall hindurch oder auch durch die Luft“ (dies. Centralbl. 1901. 2. p. 257).

Seine Ansicht, daß die Reaktion zwischen dem Hauerit und dem Silber von der Berührungsstelle ausgeht, und daß die Berührung unbedingt nötig sei, stützt sich auf einen Versuch, bei welchem er zwischen den Hauerit und das Metall eine Schicht

Watte eingeschaltet hatte. Es zeigte sich nach zwei Monaten noch keine Spur von Einwirkung.

Wenn es sich hierbei um eine Reaktion zwischen zwei festen Körpern handelt, wie Strüver annimmt, so könnte eine Einwirkung an der Berührungsstelle, nicht aber an räumlich entfernten Punkten stattfinden. Für die Tatsache, daß die Anfärbung des Metalls bis auf 1 cm entfernte Stellen eintritt, fehlt eine plausible Erklärung. Die einzig mögliche Deutung, wenn man den Strüver'schen Gedankengang als richtig annimmt, wäre meiner Meinung nach die, daß bei der Reaktion ein gasförmiges Produkt entsteht, welches dann seinerseits die Einwirkung auf die Umgebung weiterträgt. Es müßte zu den beiden festen Phasen noch eine gasförmige treten, welche sich an der Berührungsstelle bilden würde.

Es war, um Klarheit in die Verhältnisse zu bringen, in erster Linie festzustellen, ob die Berührung zwischen Metall und Hauerit für die Reaktion unerläßlich sei. Ich wiederholte zunächst den Versuch, zwischen Metall und Hauerit eine Schicht Watte zu legen, doch modifizierte ich ihn dadurch, daß ich einen langsamen Luftstrom vom Hauerit nach dem Silberblech hin saugte; nach mehreren Tagen zeigte sich noch keine Einwirkung. Da es nicht ausgeschlossen war, daß die Watte absorbierend wirkte, oder daß der Luftstrom das wirksame Gas zu sehr verdünnt hatte, legte ich nun zwischen den Haueritkristall und das Silberblech eine durchlochte Visitenkarte von 0,4 mm Dicke. Schon nach 6 Stunden war ein scharf umrandeter Abdruck des Loches vorhanden, welcher bräunlichgelbe Farbe zeigte. Auch wenn ein 1,6 mm dicker durchlochter Karton zwischen den Hauerit und das Silberblech gelegt wurde, trat Anfärbung ein, doch verlief der Prozeß langsamer. Um zu untersuchen, ob vielleicht infolge der Schwere des Gases Unterschiede in der Schnelligkeit der Einwirkung sichtbar würden, je nachdem das Silberblech unter oder über den Hauerit gelegt wurde, schob ich einen etwa 2 cm großen Kristall zwischen 2 Silberbleche, die durch 1,6 mm starke durchlochte Kartons vor direkter Berührung geschützt waren. Nach 4 Tagen war auf beiden Blechen ein scharf begrenzter bräunlichgelber Fleck vorhanden, doch zeigte sich kein sicherer Unterschied zwischen dem oberen und unteren Bleche. Eine Wiederholung des Versuches bei 10tägiger Dauer führte ebenfalls kein Resultat herbei.

Ein dünnes, nicht durchlöchertes Papier zwischen Hauerit und Silberblech gelegt verhindert die Einwirkung. Daß es sich bei den angeführten Erscheinungen nicht um eine Strahlung handelt, welche vom Hauerit ausgeht, beweist der folgende Versuch. Der mit einem runden, 6 mm großen Loch versehene, 1,6 mm dicke Karton wurde zwischen das Silberblech und den Hauerit gelegt, doch war über das Loch ein schmaler Papierstreifen geklebt worden, der dasselbe in zwei halbrunde Felder teilte. Nach

4 Tagen zeigte das Silberblech einen runden bräunlichgelben Fleck ohne Teilung; das Gas war um den Papiersteg herumgegangen.

Die beschriebenen Versuche beweisen zwar, daß die Berührung zwischen Metall und Hauerit nicht erforderlich ist, doch war der Mißerfolg des Versuches mit zwischengeschalteter Watte noch nicht völlig geklärt. In erster Linie ist hierfür die starke Verdünnung verantwortlich zu machen, welche das wirksame Gas durch den Luftstrom erfährt, ein Teil der Schuld aber fällt auf die rasch abnehmende Empfindlichkeit eines geputzten Silberblechs in der Luft. Legt man in einem weiten Glasrohr einen Haueritkristall auf ein frisch abgeschmirgeltes Silberblech und saugt Luft darüber, so tritt an der Berührungsstelle normale Anfärbung ein, ein vollständiger Abdruck des Kristalls kommt jedoch nicht zustande, weil die Fernwirkung infolge des Luftstromes eine äußerst geringe ist. Nach 17 Stunden wurde der Luftstrom unterbrochen und der Kristall auf den nicht angefärbten Teil des Silberbleches gelegt. Nach 1 Stunde ist das Blech an den wenigen Berührungspunkten gelbbraun angelaufen, doch zeichnet sich nicht die ganze Oktaederfläche ab, wie bei frisch abgeschmirgeltem Silber. Um mich davon zu überzeugen, ob nicht etwa der Hauerit an Aktivität verloren hatte, wurde der Kristall zur Hälfte auf das dem Luftstrom ausgesetzte Silberblech gelegt und zur Hälfte auf ein frisch abgeschmirgeltes. Während sich auf dem frisch gereinigten Silberblech normalerweise ein naturgetreuer Abdruck bildete, erschienen auf dem im Luftstrom gelegenen nur ganz schwach die Berührungspunkte. Es hatte mithin das Silber seine Empfindlichkeit eingebüßt, aber nicht der Hauerit.

Legt man ein Haueritoktaeder mit Verwitterungsrinde und ein auf Schmirgelleinwand davon befreites gleichzeitig auf Silberblech, so ergeben sich in der Art der Anfärbung wesentliche Unterschiede. Während der oxydierte Kristall einen naturgetreuen Abdruck liefert, der alle Unebenheiten der aufliegenden Fläche zur Anschauung bringt, weil die Stellen, an denen Berührung stattfindet, am stärksten angefärbt werden, erscheint bei dem abgeschmirgelten Kristall ein scharf umgrenztes Dreieck mit intensiv gefärbten Umrissen, doch nimmt die Anfärbung nach der Mitte hin rasch ab. Wenn, wie ich auf Grund meiner Arbeiten über andere Mineralien derselben Gruppe anzunehmen Grund hatte, der bei der Oxydation in Freiheit gesetzte Schwefel die Ursache der Reaktion ist, so erklärt sich die abnehmende Intensität der Anfärbung nach der Mitte zu ohne weiteres durch den unzureichenden Luftzutritt.

Etwas anders verlief ein Versuch, der mit einem frischen Spaltungsstückchen von Hauerit ausgeführt wurde. Die Konturen zeichneten sich auf dem Silberblech deutlich ab, doch fanden sich nach der Mitte zu einige dunkler angefärbte Stellen. Die Prüfung

des Stückchens mit der Lupe ergab, daß an diesen Punkten Spaltrisse einsetzten, auf denen die Oxydation bereits bis ins Innere eingedrungen war. Wegen der Unebenheiten des Spaltungsstückchens war die Anfärbung nicht so gleichmäßig wie bei dem auf Schmirgelleinwand eben geschliffenen Kristall.

Parallel mit der Anfärbung des Silbers verläuft die Anfärbung des abgeschmirgelten Hauerits und der Spaltfläche. In dieser Beziehung ist der folgende Versuch von Interesse, der durch die drei beistehenden Abbildungen veranschaulicht wird. Dieselben sind auf photographischem Wege erhalten und geben die Erscheinungen in natürlicher Größe wieder. Die auf Schmirgelleinwand abgeschliffene Oktaederfläche hatte zwei Monate auf dem Silberblech gelegen, welches um den Kristall herum schwarzgrau angelaufen war. Nach dem Abheben des Kristalls zeigte sich wiederum, daß nicht das ganze Dreieck gleichmäßig angefärbt

Fig. 1.

Fig. 2.

Fig. 3.

war, sondern es hob sich eine schmale, nach innen etwas verwaschene Umgrenzung von dem mittleren noch silberweißen Teil des Bleches ab. Merkwürdigerweise war die Schwärzung unter dem Haueritkristall, wie Fig. 2 zeigt, weniger intensiv als außerhalb, was durch den gehinderten Luftzutritt zu erklären ist (Fig. 2). Daß bei diesem Versuch die Berührung zwischen Kristall und Blech zufällig eine vorzügliche gewesen ist, muß daraus geschlossen werden, daß nach zwei Monaten die Mitte noch die ursprüngliche Silberfarbe zeigte, während bei andern Versuchen schon nach einem Tage die ganze bedeckte Fläche bunt angelaufen war.

Die abgeschmirgelte Kristallfläche zeigte nach dem zwei Monate langen Liegen auf dem Silber eine fast kongruente Zeichnung, die das photographische Bild in Fig. 1 deutlich erkennen läßt. Doch war nicht der Rand allein angelaufen, sondern die ganze Fläche hatte ihre ursprünglich eisengraue, metallische Farbe verloren und war leicht gebräunt. Um diesen Unterschied in der Photographie zum Ausdruck zu bringen, habe ich die Hälfte der Fläche abgeschmirgelt und dann den Kristall nochmals photographiert. Den Unterschied der beiden Hälften veranschaulicht Fig. 3; leider tritt der Rand auf der linken Seite wegen der

raschen Oxydation an der Luft schon etwas weniger scharf hervor. Aus diesem Grunde hatte ich den Kristall bis zum Photographieren in ein evakuiertes Rohr eingeschmolzen.

Noch schneller als ein verwitterter Kristall wirkt übrigens Haueritpulver auf Silber, welches sich schon nach 10 Minuten deutlich angefärbt zeigt.

Um die Mitwirkung der Luft bei der Anfärbung des Silbers durch Hauerit sicherzustellen, wurde ein allseitig abgeschmirgelter Haueritkristall sowie ein Silberblech in ein Glasrohr gebracht, ohne daß Berührung stattfand. An der einen Seite war das Rohr mit einer Verengung versehen und an einen Schliff einer Beutell'schen Quecksilberluftpumpe angeschmolzen (dies. Centralbl. 1911. p. 491; Jahresber. Schles. Ges. 1910. p. 1; Chemiker-Ztg. 1910. No. 150). Das andere Ende wurde nach dem Einführen des Kristalls zugeschmolzen, das Rohr rasch auf höchstes Vakuum ausgepumpt und dann an der Verengung abgeschmolzen. Erst nach dem Auspumpen wurde der Hauerit durch Schütteln auf das Silberblech gebracht. Nach 3 Stunden war noch keine Einwirkung zu erkennen; nach 20 Stunden war das Blech auf beiden Seiten bräunlich mit einem Stich ins Violette angelaufen. Als durch Schütteln der Hauerit vom Silberblech entfernt wurde, markierte sich der Kristall als heller Fleck. Dunklere Stellen an den direkten Berührungspunkten waren nicht sichtbar. Auffallend ist, daß die Einwirkung an den nicht vom Hauerit bedeckten Teilen stärker war als an den bedeckten. Es erklärt sich dies daraus, daß die aus den 7 übrigen Oktaëderflächen entweichende Gasmenge im Vergleich zu der angefärbten Oberfläche des Silberbleches größer ist, als die auf die bedeckte Stelle einwirkende. Daß es sich bei den Versuchen nicht um eine Strahlung handelt, sondern um ein gasförmiges Reagens, geht daraus hervor, daß sich das Blech auf beiden Seiten gleichmäßig anfärbt. Auch tritt deutlich hervor, daß bei Luftabsschluß die Einwirkung an Berührungspunkten nicht stärker ist als an räumlich getrennten.

Meine Hoffnung, daß der von der Verwitterungsschicht befreite Hauerit sich gegen Silber als unwirksam erweisen würde, hatte sich zwar nicht erfüllt, doch lag dies höchstwahrscheinlich daran, daß auf Sprüngen die Oxydation bis ins Innere vorgedrungen war, daß der hierbei gebildete Schwefel im hohen Vakuum verdampfte.

Es wurde zunächst durch Vorversuche festgestellt, daß der Schwefel im hohen Vakuum schon bei 50° ziemlich schnell sublimiert, und daß sich der Hauerit erst bei Temperaturen über 200° zu zersetzen beginnt. Daß der Schwefel im Vakuum auch bei Zimmertemperatur bereits flüchtig ist, konnte des öfteren beobachtet werden, da schwache Anflüge von Schwefel, welche sich in Röhren gebildet hatten, die mit der Quecksilberluftpumpe verbunden waren, über Nacht verschwanden. Die Schwärzung

des Quecksilbers ließ keinen Zweifel darüber, daß der Schwefel zu diesem gewandert war.

Der Weg für die weitere Untersuchung war nunmehr vorgezeichnet. War der im Hauerit vorhandene freie Schwefel die Ursache der Aktivität, so müßte sich diese beseitigen lassen, wenn man das Mineral im hohen Vakuum auf 50° erwärmte, da bei dieser Temperatur der Schwefel bereits verdampft.

Ich benutzte zu den Versuchen zunächst Haueritpulver, welches ich im elektrischen Ofen auf 50° erwärmte. Schon nach wenigen Minuten bildete sich ein fast weißes, schwaches Destillat von Schwefel genau wie bei Arsenkies, Glaukodot, Glanzkobalt, Markasit und Pyrit. Nach dem Erkalten wurde der Teil des Glasrohres, welcher das Destillat enthielt, herausgeschnitten und in ein etwas weiteres Glasrohr gesteckt, welches hinter einer Einschnürung ein kleines Silberblech enthielt. In der üblichen Weise evakuiert und zugeschmolzen, ließ ich das Rohr bei Zimmertemperatur liegen. Nach 17 Stunden war das Blech blauviolett angelaufen; nach 9 Tagen zeigte es einen schwarzen dicken Überzug von Schwefelsilber, während das Destillat verschwunden ist. Der aus dem Haueritpulver abdestillierte Schwefel hatte genau dieselbe Wirkung wie der Hauerit selbst. Durch weitere Versuche wurde hierauf festgestellt, daß das Haueritpulver durch genügend langes Erwärmen im Vakuum inaktiv gegen Silber gemacht werden konnte. Ich schüttete zu diesem Zwecke das Pulver zusammen mit Silberblech in ein Glasrohr, welches mit einer Verengung zum Abschmelzen versehen und dann an einen Schliff der Quecksilberpumpe angeschmolzen wurde. Nach dem Evakuieren wurde das Rohr zugeschmolzen und dann im elektrischen Ofen weiter erwärmt. Das Silberblech bemächtigte sich des freien Schwefels und bedeckte sich mit einer dicken Schicht von Schwefelsilber. Nach 24 Stunden wurde der Versuch unterbrochen, das Pulver rasch in ein bereits vorbereitetes gleiches Rohr mit Silberblech eingeführt und dann ebenso behandelt. Erst nach 9tägigem Erwärmen im Vakuum wurde das erwartete Resultat erhalten. Selbst nach stundenlangem Erwärmen auf 50° zeigte ein frisch eingeführtes Silberblech auch nicht die geringste Anfärbung; das Haueritpulver war inaktiv geworden.

Nach völligem Erkalten wurde das Rohr aufgeschnitten, das Pulver auf ein Silberblech geschüttet und an der Luft bei Zimmertemperatur liegen gelassen. Nach 24 Stunden zeigte sich bereits eine schwache Anfärbung, und nach 3 Tagen ist das Blech mit einem dicken Überzug von SAg_2 bedeckt. Die Oxydation durch den Luftsauerstoff hat somit durch neue Schwefelabscheidung dem inaktiv gemachten Haueritpulver seine Aktivität wieder gegeben.

In gleicher Weise wurde ein würfelförmiges, 5 mm großes Haueritspaltungsstückchen behandelt, wobei es schon nach 2tägigem

Erhitzen auf 50° gelang, Inaktivität gegen Silber zu erzielen. Das so behandelte Spaltungsstückchen befindet sich jetzt bereits 7 Monate in einem evakuierten zugeschmolzenen Röhrchen in Berührung mit einem Silberblech, ohne daß es im geringsten angefärbt wäre.

Die Fernwirkung des Hauerits auf Silber im hohen Vakuum erklärt sich ohne weiteres aus der Flüchtigkeit des Schwefels bei Zimmertemperatur, die unzweifelhaft nachgewiesen werden konnte. Ob aber diese Erklärung auch für die Einwirkung des Hauerits und des Schwefels in der Luft bei Atmosphärendruck ausreichte, erschien fraglich, da eine merkliche Flüchtigkeit des Schwefels unter diesen Verhältnissen bisher nicht bekannt war, und da es nicht ausgeschlossen war, daß sich bei der schwachen Oxydation des Schwefels in der Luft Ozon oder Wasserstoffsuperoxyd bildete, welche ihrerseits die Anfärbung des Silbers hervorrufen konnten. In diesem Falle mußte die Reaktion ausbleiben, wenn der Versuch in einem Gase ausgeführt wurde, welches keinen freien Sauerstoff enthielt. Ich brachte daher ein Silberblech und einen Schwefelkristall von Girgenti in ein Glasrohr und leitete, ohne daß sich beide berührten, während einer halben Stunde einen langsamen Strom von trockenem CO_2 darüber. An beiden Enden des Rohres waren kapillare Verengungen angebracht, welche bei schwachem Gasstrome zugeschmolzen wurden. Nach dem Abkühlen wurde der Schwefel auf das Silberblech geschüttelt und das Rohr dann ruhig liegen gelassen. Während sich ein frisch abgeputztes Silberblech in der Luft rasch schwärzte, zeigt das im Kohlendioxyd mit Schwefel zusammenliegende nach 28 Stunden nur eine ganz schwache, an den Rändern verwaschene Anfärbung. Die verlangsamte Einwirkung auf das Silber kann an dem Ausschluß der Luft liegen, doch kann sie auch dadurch hervorgerufen sein, daß das Blech schon etwas oxydiert war. Da nämlich die eine Verengung des Rohres erst nach der Einführung des Schwefels und des Silbers angebracht werden kann, und da das Verdrängen der Luft durch Kohlendioxyd einige Zeit in Anspruch nimmt, so ist die Möglichkeit einer oberflächlichen Oxydation des Silbers nicht von der Hand zu weisen.

Das Rohr wurde nach 28stündiger Einwirkung zerschnitten und der Schwefel auf die andere Seite des Bleches gelegt und zwar ohne dasselbe zu putzen. Nach 16 Stunden zeigt sich auch in der Luft nur ganz schwacher Anlauf an den Berührungspunkten; die Einwirkung war also ebenso schwach als im Kohlendioxyd, wofür die verminderte Empfindlichkeit des Silbers verantwortlich zu machen ist. Um einen direkten Beweis hierfür zu erbringen, schmirgelte ich die eine Hälfte des Silberbleches ab und legte ein Stück Schwefel z. T. auf die frisch gesäuberte, z. T. auf die oxydierte Fläche. Nach 24 Stunden war die geputzte Hälfte stark

geschwärzt, die ungeputzte nur ganz schwach angelaufen, d. h. das Silber hatte seine Empfindlichkeit während des Versuches verloren.

Da sich Silberoxyd ebenso wie Silbercarbonat schon bei relativ geringer Temperatur zersetzt, so mußte die Anfärbung des Silbers durch Schwefel auch in einer Atmosphäre von Kohlendioxyd gelingen, wenn durch Erhitzen das Silberoxyd beziehentlich Carbonat entfernt wurde. Ich erhitzte daher das Silberblech, nachdem bereits Schwefel in das Rohr eingeführt war, in einem Strome von Kohlendioxyd und schmolz dann beide Enden zu. Nach dem Erkalten wurde das Schwefelstückchen auf das Silberblech geschüttelt. Wie zu erwarten war, zeigte dasselbe nach 24 Stunden eine ganz normale Anfärbung, welche sich von der in Luft erhaltenen nicht merklich unterschied.

Die angeführten Versuche beweisen, daß bei der Anfärbung des Silbers durch Schwefel oder Hauerit die Luft keine Rolle spielt. Sie bringen ferner den Beweis dafür, daß der Schwefel bei Zimmertemperatur und Atmosphärendruck schon merklich flüchtig ist, denn nur durch die Bildung von Schwefeldämpfen läßt sich die Einwirkung auf entferntere Punkte des Silberbleches erklären.

Nachdem festgestellt war, daß die Reaktionsfähigkeit des Silbers gegen Schwefel und schwefelhaltige Mineralien in der Luft schnell abnimmt, erschien es wahrscheinlich, daß dieselbe durch Verhütung der Oxydation gesteigert werden konnte. Zu diesem Zwecke evakuierte ich ein Rohr, welches einen Haueritkristall und ein frisch geputztes Silberblech enthielt und erhitzte das letztere während des Auspumpens. Hierdurch wurde das oberflächlich gebildete Silberoxyd zersetzt und das Silberblech färbte sich schon während des Erkaltens, d. h. in 1 bis 2 Minuten intensiv an. Es waren zum Anfärben weniger Minuten als sonst Stunden erforderlich. Das oxydfreie Silber erweist sich als ein außerordentlich empfindliches Reagens auf die Anwesenheit von freiem Schwefel. Diese Reaktion dürfte noch für die Untersuchung vieler Mineralien von Nutzen sein, weil sie Aufschlüsse liefert über die Art der Zersetzung, welche dieselben bei der Oxydation an der Luft erfahren. Daß außer den von Strüver (a. a. O.) aufgefundenen Mineralien (Schwefel, Hauerit, Pyrit, Markasit und Magnetkies) auch noch andere auf Silber wirksam sein werden, beweist ein Versuch mit Arsenkies, der von Strüver als unwirksam erwähnt wird, der jedoch nach den Beobachtungen des Verf.'s (dies. Centralbl. 1911. p. 316—320) freien Schwefel enthalten mußte. Ein Stück Arsenkies von Altenberg in Schlesien färbt im Vakuum ein durch Erhitzen oxydfrei gemachtes Silberblech schon während des Erkaltens stark an, wodurch die Anwesenheit von freiem Schwefel sichtbar wird.

Ergebnisse:

1. Der Hauerit zersetzt sich durch die Oxydation an der Luft unter Abscheidung von freiem Schwefel, ähnlich wie Arsenkies, Glaukodot, Glanzkobalt, Pyrit und Markasit (dies. Centralbl. 1911. p. 316–320, 411–415, 663–673 und E. Arbeiter, Inaugural-Dissert. Breslau 1913).
2. Die Einwirkung des Hauerits auf Silber wird durch den freien Schwefel verursacht.
3. Durch Abdestillieren des freien Schwefels im Vakuum bei 50—60° wird der Hauerit inaktiv gegen Silber, doch erwirbt er seine Aktivität schon durch 24stündiges Liegen an der Luft wieder.
4. Die Anfärbung des Silbers bis auf 1 cm im Umkreise beweist, daß der Schwefel bei gewöhnlicher Temperatur und gewöhnlichem Druck merklich flüchtig ist.

Breslau, Mineral. Institut der Universität, September 1913.

Urausscheidungen und Einschlüsse im Sodalithsyenit von der Hradlischka westlich Grosspriesen a. d. Elbe.

Von **H. Michel** in Wien.

In dem Sodalithsyenit vom obengenannten Orte sind in den letzten Jahren eine größere Reihe von Einschlüssen und Urausscheidungen gefunden worden, die über das Material des Untergrundes sowie über Spaltungsvorgänge und Schlierenbildungen im Innern des Eruptivstockes Auskunft geben. Als Einschlüsse treten Gneisbrocken auf, sowie eckige Bruchstücke eines stark bituminösen Gesteines; die Urausscheidungen sind bedeutend reichhaltiger und durchlaufen alle Stadien von einem sauren bis zu einem stark basischen Pol. Es sind sowohl Schlieren zu beobachten, die überwiegend aus sauren Feldspaten und aus Eläolith bestehen und stellenweise in größerer Menge auftreten, als auch stark basische Schlieren, aus Hornblende, Plagioklas und Titanit bestehend. Zwischen den saueren und basischen Schlieren gibt es alle Übergänge; an manchen Stellen sind außerordentlich grobkörnige Ausscheidungen vorhanden.

Das reichhaltige Material wird in der nächsten Zeit eingehend beschrieben werden.

Zu Wherry's Nomenklatur.

Von **Fran Tućan** in Zagreb (Agram), Kroatien.

Es gibt keinen Zweifel, daß die Ausführungen E. T. Wherry's[1] über die Nomenklatur der Mineralvarietäten und Kolloidmineralien vollkommen berechtigt sind. Speziell was die Mineralvarietäten anbelangt. Jedoch in Hinsicht der Kolloidmineralien möchte ich von Wherry's Vorschlag um einiges abweichen und andere Benennungsweise für die erwähnten Minerale vorschlagen. Im wesentlichen ist diese Bezeichnungsart jener Wherry's ähnlich, ich glaube aber, daß mit derselben die Kolloidnatur eines Minerals noch stärker ausgedrückt wird. Der bisherige Name der Kristalloidform würde beibehalten werden, jedoch würde man die Endung gelit zufügen müssen, womit man sogleich bezeichnen würde, daß man es mit einem Gel zu tun hat. So haben wir zum Beispiel für die kristalline Modifikation des $Fe S_2$ die Benennung Pyrit, für die kolloide dagegen Pyritogelit. Auf diese Weise wurde auch die kolloide Modifikation des $Al_2O_3H_2O$ Sporogelit benannt (richtiger wäre Diasporogelit). Zwischen den Namen für die Kristalloidform und die Endung gelit würde man den Vokal o des Wohllautes halber einschieben.

Des Beispieles wegen führe ich folgende Tabelle an:

Namen der Kristalloidmodifikationen	Vorgeschlagene Namen für die Kolloidmodifikationen
Pyrit	Pyritogelit
Limonit	Limonitogelit
Hämatit	Hämatitogelit
Gibbsit	Gibbsitogelit usw.

Jedenfalls ist es aber an der Zeit — schließe ich mit Werry's Worten —, der unerquicklichen, unnötigen Vermehrung der Mineraliennamen Einhalt zu tun!

Wieder „Zu Tućans Bauxitfrage".

Von **Fran Tućan** in Zagreb (Agram, Kroatien).

Auf die Lazarević's Notiz „Nochmals zu Tućan's Bauxitfrage"[2] zitiere ich (als Antwort dem Herrn Lazarević) aus meiner Abhandlung „Terra rossa etc."[3] nur folgendes:

„In den Kalksteinen und Dolomiten des kroatischen Karstgebietes fand ich folgende Minerale: Quarz, Glimmer, Pyrit,

[1] Dies. Centralbl. 1913. p. 518.
[2] Dies. Centralbl. 1913. p. 600.
[3] N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXIV. p. 401.

Hämatit, Gips, Anhydrit, Flußspat, Amphibol, Epidot, Zoisit, Chlorit, Chloritoid, Disthen, Granat, Staurolith, Feldspat, Turmalin, Zirkon, Rutil, Korund, tonartige Substanz, Periklas, Brucit, Apatit, Titanit und Koppit" (p. 407). Und weiter: „In betreff der mikroskopischen Untersuchungen besteht **der unlösliche Rückstand** der Kalke und Dolomite aus den oben erwähnten Mineralen" (p. 408)[1].

Ueber die Arrhenius'sche Theorie der Eiszeiten.

Von **E. Kayser** in Marburg (Hessen).

In einer Besprechung[2] meiner ablehnenden Kritik[3] seiner Erklärung der Eiszeiten, die er bekanntlich auf Schwankungen im Kohlensäuregehalt der Atmosphäre zurückführen will, erklärt Herr Arrhenius (a. a. O. p. 491), auf künftige Äußerungen von mir über diesen Gegenstand nicht weiter eingehen zu wollen. Er hatte damals eine historische Darstellung der Arbeiten über die Frage der Absorption durch CO_2 gegeben, die ganz schief und einseitig war und die neuesten Arbeitsergebnisse von Frl. v. Baur in bezug auf seine Theorie vollständig verschwieg. Ich habe daraufhin in einer kurzen Notiz[4] das Urteil der genannten Forscherin wiedergegeben und gleichzeitig ausgesprochen, daß ohne neue experimentelle Untersuchungen die Frage nicht weiter zu diskutieren sei.

Nun hat Herr Arrhenius sich trotzdem von neuem gegen mich gewandt[5], indem er wieder eine unvollständige und irreleitende Darstellung der experimentellen Ergebnisse gibt und abermals inzwischen erschienene Arbeiten völlig verschweigt. Dies veranlaßt mich, ihm mit einigen Worten zu erwidern.

Die geschichtliche Entwicklung der Frage ist die folgende[6]: Nachdem Arrhenius seine Theorie auf Grund falscher Berechnungen nach Versuchen von Langley aufgestellt und das Ergebnis erhalten hatte, daß ein Sinken des atmosphärischen Kohlensäuregehaltes

[1] Die Leser sind über diesen Gegenstand wohl nunmehr so vollständig unterrichtet, daß hiemit die Diskussion geschlossen werden kann. Die Red.

[2] Sv. Arrhenius, Die physikalischen Grundlagen der Kohlensäuretheorie der Klimaveränderungen. Dies. Centralbl. 1909. p. 481.

[3] E. Kayser, Zur Arrhenius-Frech'schen Kohlensäure-Hypothese. Ebenda 1908. p. 553.

[4] E. Kayser, Entgegnung an Herrn Arrhenius. Ebenda 1909. p. 660.

[5] Sv. Arrhenius, Widerlegung der physikalischen Einwände gegen die Kohlensäuretheorie. Ebenda 1913. p. 582.

[6] Die nachstehenden Ausführungen beruhen auf Mitteilungen, die ich der Freundlichkeit meines Bruders, Prof. Heinr. Kayser in Bonn, verdanke.

auf etwa 50 % eine Eiszeit hervorrufen würde, zeigte Angström[1], daß man die Dicke der CO_2-Schicht auf etwa 20 % verringern könne, ehe die Schicht merklich weniger absorbiere. Darauf machte Arrhenius[2] seinerseits Versuche, bei denen er aber nicht die Schichtdicke, sondern den Druck vermehrte, indem er ohne weiteres das Beer'sche Gesetz als gültig annahm. Angström[3] und J. Koch[4] wiesen aber dann nach, daß dieses Gesetz hier nicht gilt, daß vermehrter Druck in der Tat die Absorption vermehrt, wo vermehrte Dicke der Schicht wirkungslos ist. Auch Schäfer[5] erhielt dies Ergebnis. Dann fanden Angström und Frl. v. Bahr[6], daß es nicht auf den Partialdruck, sondern auf den Gesamtdruck ankomme. In der Atmosphäre aber bleibt der Gesamtdruck an jeder Stelle unverändert, die Versuche von Arrhenius mit vermehrtem Druck kommen also für die atmosphärischen Erscheinungen nicht in Betracht. Alle bisher genannten experimentell arbeitenden Physiker haben daher die Arrhenius'sche Eiszeithypothese abgelehnt.

Des weiteren haben dann Rubens und Ladenburg[7] mit Recht auf ein Versehen in den bisherigen Überlegungen hingewiesen: es sind immer die kurzwelligen Absorptionsbanden bei 2 und 4 μ untersucht worden. Für die Strahlung der Erde aber kommen bei ihrer niedrigen Temperatur nicht diese kurzen Wellen in Betracht, sondern solche von 14,7 μ, wo die CO_2 auch ein Absorptionsband besitzt. Das Verhalten dieses Bandes gegen Druck ist also zu untersuchen. Rubens glaubte zu finden, daß es sich etwas anders verhalte als die übrigen, und sagt, daß zwar auch nach seinen und Ladenburg's Versuchen die CO_2-Theorie unhaltbar sei, daß aber ihre Ergebnisse immerhin für diese Theorie etwas günstiger seien (dies gibt Herr Arrhenius in seiner neuesten Veröffentlichung als Widerlegung von Schäfer durch Rubens aus!).

Es folgte dann die ausführliche schon erwähnte Arbeit von E. v. Bahr, in der diese Forscherin den Einfluß von Partial- und Gesamtdruck genauer untersuchte und die Vermutung aussprach, daß sich die Bande 14,7 genau so verhalte wie die kurzwelligen, und daß dadurch die Arrhenius'sche Theorie noch weiter an Wahrscheinlichkeit verliere. Diese Vermutung ist inzwischen durch eine Arbeit von Hertz[8], die bei Rubens ausgeführt worden ist,

---

[1] Ångström, Ann. d. Phys. (4.) **3**. p. 720. 1900.

[2] Sv. Arrhenius, Ann. d. Phys. (4.) **4**. p. 690. 1901.

[3] Ångström, Öfvers. K. Vet. Ak. Förh. 1901. p. 371, 381. — Ann. d. Phys. (4.) **6**. p. 163. 1901.

[4] Koch, Öfvers. K. Vet. Ak. Förh. 1901. p. 475.

[5] Cl. Schäfer, Habil.-Schr. Breslau 1903.

[6] E. v. Bahr, Dissert. Upsala 1908. Im Auszug Ann. d. Phys. (9.) **29**. p. 617. 1911.

[7] Rubens und Ladenburg. Verh. physik. Ges. **7**. p. 170. 1905.

[8] Hertz, Dissert. Berlin 1911. Verh. physik. Ges. **13**. p. 617. 1911.

vollkommen bestätigt worden, so daß auch Hertz schließt: „Diese Tatsache ist für die Arrhenius'sche Theorie sehr ungünstig, wie schon E. v. Bahr bemerkt hat". In der Tat ist durch diese Arbeit die letzte Möglichkeit zur Verteidigung der Arrhenius'schen Theorie gefallen.

Nun führt Herr Arrhenius zwei Arbeiten als günstig für sich an: von Eckholm und von Ångström. Die Veröffentlichung von Eckholm [1] enthält keinerlei Versuche, sondern nur Rechnungen, und sagt bei der Unsicherheit derartiger Rechnungen, für welche eine Menge von Grundlagen fehlen, gar nichts aus, zumal sie vor all den neueren Arbeiten geschrieben ist. Die Arbeit von Ångström [2] aber ist eine Anzeige der von E. v. Bahr weiter ausgearbeiteten Entdeckung, daß nicht der Partialdruck, sondern der Gesamtdruck für die Absorption maßgebend sei. Durch sie wird also der Widerspruch gegen Arrhenius bedeutend verschärft, und es ist, gelinde gesagt, unverständlich, wie Herr Arrhenius diese Arbeit als Widerlegung Koch's und als Stütze für sich anführen kann.

Damit sind alle auf diese Frage bezüglichen Arbeiten erwähnt, und ich kann nur wiederholen, daß alle diejenigen, die sich experimentell mit der Absorption durch CO_2 beschäftigt haben, die Theorie von Arrhenius für gänzlich unzureichend erklären. Wenn daher Herr Arrhenius seinen letzten Aufsatz mit den Worten schließt: „die Streitfrage dürfte wohl damit erledigt sein", so kann ich ihm nur zustimmen; aber sie ist gegen ihn erledigt, nicht für ihn.

Um allen etwaigen Mißdeutungen zuvorzukommen, möchte ich noch bemerken, daß natürlich nie bestritten worden ist, daß eine sehr erhebliche Abnahme des CO_2 in der Atmosphäre einen Einfluß auf die Temperatur der Erde ausüben müßte; aber eine Halbierung oder Verdoppelung des jetzt vorhandenen Betrages würden wirkungslos bleiben. Eine Abnahme auf 10 oder 20%, wie sie zu einer für die Eiszeiten nötigen Abkühlung erforderlich wäre, ist aber so außerordentlich unwahrscheinlich, daß damit die Hypothese von Arrhenius eben zusammenfällt.

Wenn Herr Arrhenius in seinem Aufsatz bemerkt, ich hätte „offenbar gemeint", daß seine Theorie ganz ausgezeichnet mit den geologischen Ergebnissen übereinstimme, so hat er entweder meine Bücher nicht gelesen oder er erlaubt sich einen schlecht angebrachten Scherz. Habe ich doch gerade umgekehrt — ähnlich wie die Herren Gregory, Koken, E. Philippi u. a. — eingehend ausgeführt, daß die geologischen Erfahrungen der CO_2-Hypothese ebensowenig das Wort reden wie die physikalischen Tatsachen [3].

Marburg, Ende September 1913.

[1] Eckholm, Meteorol. Zeitschr. **19**. 1. p. 489. 1902.
[2] Ångström, Ark. f. Mat. Astron. och Fys. **4**. No. 30. 1908.
[3] E. Kayser, Lehrb. d. allgem. Geol. 4. Aufl. p. 81. 1912.

Beispiele von Primärschieferung innerhalb der böhmischen Masse.

Von **Maximilian Weber** in München.

Mit 2 Textfiguren.

Auf zweifache Weise wird bekanntlich die Entstehung der Schieferung und der oftmals damit zusammenfallenden Bankung oder Tafelstruktur bei den Eruptivgesteinen erklärt: einmal auf sekundärem Wege durch einseitigen Gebirgsdruck infolge Auflagerung jüngerer Sedimente oder von überschobenen Schollen. Diese Art der Schieferung muß natürlich unbekümmert um die wechselnde petrographische Beschaffenheit und die Grenzen der einzelnen Gesteinsbezirke gleichsinnig durch das gepreßte Areal hindurchsetzen, solange die Druckrichtung sich nicht ändert. So zeigte Baltzer (Vierteljahrs-Schr. Naturforsch.-Ges. Zürich 1900), daß die Plattung mancher alpiner Gneismassive sich als Schieferung auch in angrenzende Sedimentzonen fortsetze und dann deren Schichtung unter großem Winkel durchschneide. A. Heim hat im Tessinmassiv bei Dazio grande ein Zusammenfallen der Plattenfugen des Gneises mit weithin verfolgbaren Schubflächen des Gebirges beobachtet, so daß die Tafelstruktur sich dort in aller Deutlichkeit als ein Ergebnis späterer dynamischer Vorgänge zu erkennen gibt (cit. n. E. Kayser, Geologie II).

In anderen Fällen, wie bei den laurentischen Gneisen des Rainy lake in Canada, den von Högbom beschriebenen (Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. X) Dioriten von Ornö und zahlreichen Anorthositen, pflegen bei einiger Dicke nur die inneren Teile solcher Gneiskerne aus richtungslos körnigem Gesteine zu bestehen; nach den Rändern zu entwickelt sich eine allmählich immer stärker werdende plane Parallelstruktur und Schieferung, deren Fallen und Streichen überall der äußeren Umgrenzung der Intrusivmasse, d. h. der Berührungsfläche des Gneises mit dem Sedimentmantel entspricht. Dieses Verhalten scheint nur die Deutung zuzulassen, daß bei diesen „Gneisen" Parallelstruktur, Schieferung und Bankung sich schon während der Erstarrung ausgebildet haben, wahrscheinlich unter dem Einflusse des von der Intrusivmasse selbst ausgehenden Druckes. Hier also würde die Schieferung etwas Ursprüngliches — Primärschieferung — sein.

Ob in letzterem Falle stets die von Weinschenk als Piëzokristallisation zusammengefaßten Begleiterscheinungen eintreten müssen, die er, wohl in Anlehnung an L. v. Buch's Anschauungen, als primäre, statt wie die meisten übrigen Petrographen als sekundäre Phänomene erklärt, ist eine sehr zweifelhafte Sache.

Unter dem vielfach herrschenden Einflusse der Lehre von der Dynamometamorphose hat man nun, scheint mir, die primäre Schieferung ziemlich in den Hintergrund gestellt zugunsten der sekundären.

Rosenbusch erklärt alle untersuchten Gneise als dynamometamorph veränderte Eruptivgesteine oder Sedimente. Sauer hegte früher die gleiche Ansicht, bis er durch das Studium des Durbachgranites sich von dessen primär fluidaler Natur überzeugte und diese Überzeugung dann auch auf die ganzen Schapbachgneise des Schwarzwaldes übertrug, welche auch Schwenkel so auffaßt (Min.-petr. Mitt. 1912). Van Hise, Becke und Grubenmann haben teilweise in Gegensatz zu anderen Geologen, welche die kristallinen Schiefer einfach als umgewandelte Eruptiv- oder Sedimentärgesteine auffassen und damit gewissermaßen diese Gruppe aufteilen, wie Joh. Walter (Kongr. Petersburg 1897), neuerdings ihre Selbständigkeit betont und auf Grund der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung sowie der eigentümlichen Struktur eine detaillierte Systematik der kristallinen Schiefer aufgestellt, die in ihre Tiefenstufe auch alles mit hineinbezog, was man bis dahin ausschließlich als Produkt der Tiefengesteinskontakte angesehen hatte.

So kamen die Ansichten über größere Verbreitung von primärer Schieferung, wenn man von der gegenwärtig stark herangezogenen Injektionsaderung absieht, immer mehr ins Hintertreffen, und wo man solche zu finden glaubte, ergaben meist die weiteren Untersuchungen, daß die Deutungen nicht einwandfrei waren. So ging es mit den schieferigen Ganggraniten von Großgerau im Odenwald: Futterer sah sie als kataklastisch an, Sauer und Klemm betrachten sie als protoklastisch (Rosenbusch Phys. II. 1).

Ähnlich steht es mit gewissen gneisartigen Gängen im Böhmerwalde: die Parallelstruktur längs des Salbandes sieht primär aus, ist aber meist sicher sekundär, z. B. an der Eisenbahnbrücke bei Penting in der Oberpfalz, im Bereiche der Pfahlverwerfung.

Derartige Vorkommen lassen ihre Entstehung oft nicht eindeutig erkennen, weil sie gewissermassen nur Narbensubstanz innerhalb der Gesteinsklüfte darstellen, die gelegentlich wieder nachträglich verändert werden konnte, wenn auf den alten Kluftflächen neuerlich tektonische Bewegungen einsetzten. Die sich dann herausbildende Kataklase ist schwer von während der Erstarrung eingetretener Protoklase zu unterscheiden, und so kommt es, daß letztere von manchen Petrographen (Rosenbusch, Berg) überhaupt geleugnet wird. Erfolgte etwa auch noch Ausheilung durch Kristallisationsschieferung, so ist die Unterscheidung meistens erst recht unmöglich.

Günstiger liegen die Verhältnisse an den, wie es scheint, wenigen Stellen, wo es nicht zur Verwischung der ursprünglichen Struktur gekommen ist, oder wo der geologische Zusammenhang nur e i n e Möglichkeit der Deutung offen läßt.

Hier wären zu erwähnen die von Gäbert (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1908) geschilderten gewundenen Granitaplitgänge von der Riesenburg im Erzgebirge und die von Klemm (Notizbl. Ver. für

Erdk. 1909) beschriebenen Gänge im gleichfalls nicht gefalteten Hornfelse im Odenwalde. Hieher gehören auch die von Sauer (Compt. rend. 1903) besprochenen und abgebildeten gewundenen Granitgänge im nicht gefalteten Sedimentgneise des Schwarzwaldes, die Sauer als ein Strukturproblem bezeichnet. Schon an der Riesenburg kam ich gelegentlich der damaligen Exkursion der Deutschen Geologischen Gesellschaft zu der Ansicht, mit welcher ich allerdings gar keine Beachtung fand, daß es sich hier um nichts anderes handeln könne, als um ausgefüllte, durch Zerrung entstandene Risse im Nebengesteine, wenn dieses dünnbankig und zähe ist, wobei die Rißflächen natürlich nicht eben, sondern stark aus und eingebuchtet sein müssen; jeder Einbuchtung auf einem Flügel muß eine Ausbuchtung auf dem gegenüberliegenden entsprechen. In diese gewundenen Klüfte drang dann das eruptive Material, vielleicht weniger von unten als von der Seite her und veranlaßte so die Bildung stark gewundener, oft primär schieferiger Eruptivgänge im nicht gefalteten Sedimente. Die im Schwarzwald beobachteten Anhäufungen von Glimmer und das Zurücktreten des Feldspates an den Berührungsflächen sind reine Kontakterscheinungen, wie sie in ganz ähnlicher Ausbildung von Erdmannsdörffer (Jahrb. pr. geol. L.-A. 1911. **32**) vom Ramberg im Harz beschrieben wurden.

Auch S. Sederholm tritt in einer eben erschienenen Notiz (Über ptygmatische Faltungen, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXVI) dafür ein, daß derartige Adern im Magmazustande vor der Erstarrung gefaltet wurden. Bei größerer Kompliziertheit der Aderwindungen reicht allerdings die Erklärung durch Eindringen des Schmelzflusses in zackige Risse allein nicht hin, daher nimmt Sederholm weitere Bewegungen des Nebengesteins an, wobei dieses eine starke Plastizität in unmittelbarer Umgebung der Adern gehabt haben müsse.

Gelegentlich einer zu Pfingsten 1912 im südlichen Teil des böhmischen Urgebirgsmassives ausgeführten Orientierungstour besuchte ich auch das durch Becke's Beschreibung (Min. u. petr. Mitt. IV, ferner Exkurs.-Führer-1903) bekannt gewordene Kamptal und darin auch den sogenannten T-Gang gegenüber der Ortschaft Stallegg. Becke schreibt von diesem Granitgang: „er steigt in den Amphiboliten als Quergang auf und drängt sich in Gestalt eines schiefen T nahezu, aber nicht völlig konkordant zwischen die Amphibolitplatten. Der aufsteigende Teil hat ein deutlich pegmatitisches Salband, der lagerartige zeigt eine schlierige Struktur. Das Gestein unterscheidet sich mineralogisch nur wenig von den in großen Massen auftretenden Granitgneisen und gleicht ihnen vollkommen in der kristalloblastischen Struktur; namentlich fehlt jede Andeutung einer Erstarrungsfolge."

Daraus scheint mir Becke's Auffassung dahin zu gehen, daß

der Granitgang natürlich jünger ist als die umgebenden Amphibolite, daß er aber gleichfalls später, d. h. nach der Erstarrung, in Gneis umgewandelt wurde, worauf besonders die kristalloblastische Ausbildung und das Fehlen jeder Andeutung einer Erstarrungsfolge hindeuten sollen.

Ich fand die Verhältnisse ungefähr so, wie die beifolgende Skizze zeigt (Fig. 1).

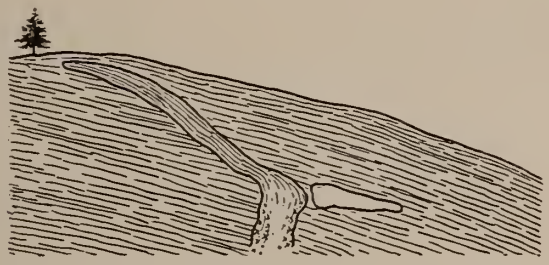


Fig. 1. T-Gang im Kamptale in Niederösterreich.

Das auffallendste dabei ist die mangelnde Konkordanz mit den Amphibolitplatten. Vielmehr geht die Schieferung oder die schlierige Struktur, wie Becke sie nennt, im oberen Teile der T-Figur genau parallel der Begrenzung des Risses, in welchen das aufdringende Magma einzog.

Es kann daher unmöglich die infolge Verwitterung sehr deutlich hervortretende parallele Anordnung im Granite und damit die von Becke so sehr betonte kristalloblastische Struktur hier dem gleichen Vorgange ihre Entstehung verdanken, wie die Ausbildung der Amphibolitschiefer selbst, weil ein großer auswalzender Druck unbeirrt durch die Umgrenzung des Granitganges auch durch diesen hätte gleichsinnig und gleichgerichtet hindurchgehen müssen. Also ist der T-förmige Granitgang jünger nicht bloß als das Sediment (oder auch Eruptivgestein), das sich nachträglich in Amphibolit umwandelte, sondern unbedingt jünger auch als dieser Umwandlungsprozeß selbst. Denn abgesehen von der mangelnden Konkordanz hätte dann auch der Stil des Ganges infolge der allgemeinen Druckverkürzung von obenher eine parallele Struktur annehmen müssen, ähnlich wie die Aplite am Gotthard (Grubenmann, Krist. Schiefer. p. 17), wovon aber nichts zu sehen ist. Auch kann die Schieferung des oberen mehr wagerechten Teiles der Granitmasse unmöglich etwa einem späteren Drucke mit etwas veränderter Richtung zugeschrieben werden, weil die umgebenden Amphibolite keine Spur einer derartigen zweiten transversalen Schieferung erkennen lassen.

Es müssen hier also die lagenförmige Anordnung der Gemengteile und die kristalloblastische Struktur gleich schon beim Aufdringen des Granites entstanden sein durch Anpressen des oberen Teiles, der die Querspalte ausfüllte, an die Ränder des Nebengesteines, während der senkrechte Teil des Granitganges, der nicht geschiefert ist und seitlich deutlich pegmatitische Salbänder hat, der Übermittler des Druckes von unten her war, in welchem aber der einseitige bereits in den allgemeinen hydrostatischen Druck sich umsetzte[1].

Die Struktur ist echt kristalloblastisch, wie ein so kompetenter Forscher wie Becke scharf betont; also erhellt aus den geologischen Verbandsverhältnissen auch hier, wie beim Ornöit, daß echt primärschieferige Eruptivgesteine gleichfalls die typische kristalloblastische Struktur aufweisen können, die man bisher nur für Gesteine kannte, welche eine nachträgliche Umbildung zu kristallinen Schiefern erfahren haben.

So liefert der T-Gang im Kamptale des Niederösterreichischen Waldviertels wiederum eine bejahende Lösung auf die Frage, der, wie Milch (Die heut. Ans. üb. Wesen u. Entstehg. d. krist. Schiefer. Geol. Rundsch. Bd. 1) mit Recht hervorhebt, grundsätzliche Bedeutung für die Auffassung der kristallinen Schiefer zukommt, nämlich ob Gesteine mit der als kristalloblastisch bezeichneten Struktur der kristallinen Schiefer direkt aus Schmelzfluß auskristallisieren können.

Es ist das wirklich eine Art abgeschlossener Piëzokristallisation, aber ohne die weiteren Extravaganzen der Weinschenk'schen Theorie, besonders daß der größere Wassergehalt zur Bildung hydroxylreicher Mineralien schon bei der Erstarrung führen müsse. Letzteres betrachte ich mit Becke als nachträgliche Bildung diaphthoritischen Charakters.

Becke hat sich nun aus den Verhältnissen, die er am zentralen Tauerngneis fand, die Ansicht gebildet, daß dort die kristalloblastische Struktur entstanden sei durch den Gehalt an juvenilem Wasser und Mineralisatoren ohne zwischenliegende dynamische Phänomene, wenn in der Entwicklung des Intrusivgesteins die Kristallisationsmetamorphose unmittelbar auf die magmatische Erstarrungsphase folge.

---

[1] Fr. Reinhold (Pegmatit- und Aplitadern aus den Liegendschiefern des Gföhlergneises etc. Min.-petr. Mitt. 29. 1910) hat, wie ich sehe, sich gleichfalls mit dem T-Gang beschäftigt. Er nennt das Gestein einen fluidalen Aplit; seine Struktur sei die der Aplite, also „von der granoblastischen der kristallinen Schiefer nicht zu unterscheiden". Somit wird ohne weiteres der primäre Charakter der Textur und Struktur zugegeben; die Becke'sche Benennung „kristalloblastisch" wäre dann überflüssig und sogar irreführend. Die structure granulitique der Aplite zeigt allerdings keine normale Ausscheidungsfolge.

Am T-Gang ist nun nirgends eine Spur von einer Einwirkung zu erkennen, welche etwa eine Druckumkristallisation nach stattgehabter Erstarrung hätte hervorbringen können. Zunächst könnte sich ja wohl die offene Kluft in den Amphiboliten nach der Intrusion etwas zusammengezogen und so den Gang gepreßt haben. Das ist aber sehr unwahrscheinlich, weil der untere Teil mit seinen pegmatitischen Salbändern keine Andeutung einer Spaltenkontraktion erkennen läßt, die sich bei den geringen Ausmaßen der Spalte doch sicher wenigstens bis dahin erstrecken mußte. Aber es frägt sich, ob eine derartige Ursache nicht in der Intrusivmasse selbst gefunden werden könne, etwa in der Fortdauer des Intrusionsdruckes während oder nach der Erstarrung der äußeren Teile, ähnlich wie Högbom und Becke annehmen. Auch diese Ansicht ist nicht stichhaltig, weil der Übergang des schieferigen Teiles in den körnigen Stiel ganz unmerklich erfolgt, ja die Schieferung noch bis in den Stiel etwas herabreicht. Hätte ferner die Kristallisationsmetamorphose durch späteren Intrusionsdruck erst nach der Erstarrung der älteren mehr randlichen Partien eingesetzt, so wäre bei der reichlich langen Zeit, die ein Tiefengestein zu seiner Abkühlung und Erstarrung brauchen muß, kaum denkbar, daß eine spätere pressende Nachschubmasse sich nicht durch anderes Korn oder andere Farbe mit deutlicher Grenze von dem ersten Körper abheben würde, wie man das bei derlei Nachschüben doch immer beobachtet. In der unaufgeschlossenen Tiefe kann ein derartiger späterer Intrusionspfropf ebensowenig verborgen liegen, denn die pegmatitischen Salbänder des Stieles mit dem grobkristallinen Gefüge und der bekannten Neigung zu miarolitischer Ausbildung hätten sicherlich sofort empfindlich darauf reagiert.

Daher kann die Bildung des T-Ganges mit seiner kristalloblastischen Struktur nur als zeitlich einheitlicher Vorgang aufgefaßt werden, und die eigentümliche Struktur muß sofort bei der Erstarrung sich herausgebildet haben.

Darin stimme ich also Weinschenk und Högbom bei, während für Becke's Annahme sich hier gar kein Symptom finden läßt.

Solche primär druckschieferige und kristalloblastisch struierte Gesteine wird man am besten besonders bezeichnen; nachdem der Name piëzokristallin etwas anderes besagt, wäre etwa „proteroblastisch" zu wählen, ein Ausdruck, der mir bestimmter scheint als Högbom's Bezeichnung protomorph, weil er das zeitliche und genetische Moment dieser Struktur sofort erkennen läßt.

Die Ursache aber der Ausbildung von Proteroblastese muß eine eigentümliche sein. Erhöhter Druck, wie er für die Dynamometamorphose klastischer Gesteine eine so große Rolle spielt, und wie ihn Weinschenk für seine Piëzokristallisation so stark heranzieht, kann nur für die Schieferung, schwerlich für die Struktur als Hauptfaktor in Frage kommen, weil, wie Vogt (Min.-petr.

Mitt. 27) betont hat, steigender Druck die Ausscheidungsfolge in einem Schmelzflusse nicht wesentlich zu ändern vermag. Die primärschieferigen Schapbachgneise des Schwarzwaldes, die nach Schwenkel (l. c.) trotz der Paralleltextur eine Eruptivgesteinsstruktur mit der normalen Ausscheidungsfolge der granitischen Gesteine aufweisen, liefern dafür ein neues Beispiel aus dem Felde. Es muß also ein anderer Grund existieren, und auch hiefür scheint mir der T-Gang eine Lösung zu bieten. Wenn man nämlich dessen ganzen Habitus ins Auge faßt, so kann man schwerlich im Zweifel sein, daß das Aufdringen des Schmelzflusses nicht zur Zeit seiner größten Hitze und Beweglichkeit, sondern schon in einem mehr abgekühlten Stadium mit teigartiger Konsistenz erfolgte; die vergrößerte innere Reibung mußte aber dann die normale Zirkulation der ineinander gelösten Silikatteilchen erschweren, und so konnte leicht ein Zustand eintreten ähnlich wie bei der Dynamometamorphose, wo ja die starren Mineralien in ihrer Reaktionsfähigkeit aufeinander äußerst behindert sind. Außerdem werden bei sehr rascher Abkühlung wahrscheinlich die viskoseren Mineralien Quarz und Feldspäte vor der Zeit auskristallisieren.

Darin also würde sich diese Ansicht von der Bildung der Proteroblastese von allen übrigen unterscheiden, daß der Druck, zumal ein vermehrter Druck, hier höchstens insoferne eine Rolle spielt, als er außer der Schieferung noch die Viskosität des Magmas etwas erhöht. Schwerlich kann er, wie Högbom meinte, in neu aufdringenden Massen konzentriert, die früher emporgekommenen Teile wörtlich genommen an die Wand drücken und so die Ausscheidungsfolge stören. Aber auch die Ansichten von Becke und von Weinschenk wären, weil ebenfalls wesentlich auf Druckwirkung basiert, aufzugeben; speziell der Name Piëzokristallisation hätte dann keinen Sinn mehr. Natürlich müßte die Proteroblastese vorherrschend auch an den Rand der großen Massive gedrängt werden, wenn nicht mehr der Gegendruck von der fremden Umgebung her, sondern die zu frühe Abkühlung das ursächliche Moment ausmachen würde. Da aber dann ein viskoses Magma von granitischer Zusammensetzung nur wenig Mineralisatoren mehr enthalten kann, so wären die Agenzien nicht mehr vorhanden, welche Becke als notwendig zur sekundären Umbildung in Anspruch nimmt; andererseits würde ein Licht darauf geworfen, warum bei den zentralalpinen Graniten die Erscheinungen der Kontaktmetamorphose so gering sind, daß sie von den Produkten der regionalen Dynamometamorphose ganz in den Hintergrund gedrängt und überdeckt werden. Man sieht, auch der Begriff der Piëzokontaktmetamorphose würde dann hinfällig.

Es kann daher nicht richtig sein, granulitische Gesteine, wie ich sie aus

dem Böhmerwalde beschriehen habe (Metam. Fremdl. Sitz.-Ber. Ak. Wiss. München 1910), zu den Paragneisen zu stellen (Becke, Fortschr. Min. etc. 1911. p. 240) allein deswegen, weil sie genau die Struktur der Perlgneise wiederholen sollen. Zunächst sind nach meinen Erfahrungen die Perlgneise absolut nicht schlechtweg zu den Paragneisen zu rechnen; denn noch niemals ist meiner Ansicht nach die Entstehung von Feldspäten auf dem Wege der Dynamometamorphose einwandfrei nachgewiesen worden, wenn man absieht von gewissen Albiten im Kalke der Pyrenäen und des St. Bernhard, sowie von den albitführenden Chloritschiefern, die sich nach Koenigsberger (Compt. rend. 1910) aus dem Eisenoolith des Doggers im Aarmassiv gebildet haben. Ich stehe da ganz auf dem Standpunkte von Termier, Barrois und Koenigsberger (Compt. rend. 1910), daß die Tiefenverlagerung allein nicht genügt, sondern daß die Nähe von schmelzflüssigen Massen notwendig ist. Die Feldspatsubstanz, resp. die Alkalien und Kieselsäure werden dann dem Sediment als Schmelzfluß, in größerer Entfernung wohl mehr gasförmig zugeführt, und aus der dadurch erhöhten Reaktionsfähigkeit, die den Austausch mit dem Nebengestein erleichtert, erklärt sich wohl, daß an Stelle von Orthoklas in den injizierenden Granitadern allmählich Oligoklas und Andesin treten, wie das Reinhold (l. c.) so schön nachgewiesen hat. Man kann sich übrigens hundertmal überzeugen, wie von einer Eruptivmasse erst Gänge und Schlieren und in weiterer Entfernung schließlich nur mehr einzelne Feldspäte augenförmig in das metamorphe Gestein oder ein älteres basisches Eruptivgestein hinein sich verfolgen lassen (wie auch auf der Schäreninsel Bondeskär, Exk. Geol. Kongr. 1910). Es liegt meiner Ansicht nach nicht der mindeste Grund vor, diese Annahme nicht auch auf die mikroskopischen Feldspäte der kristallinen Schiefer auszudehnen. Das Gegenteil wäre erstaunlich. Ja, der Schnitt, den man willkürlich machen möchte, indem man trotz aller chemischen Annäherung einen Teil der Feldspäte noch dem Eruptivgestein, einen anderen dem metamorphen Sedimente, worin er doch auf ganz anderem Wege gebildet wäre, zuteilen möchte, scheint mir unlogisch und durch nichts gerechtfertigt. In größerer Entfernung dürfte dann auch unter Mitwirkung juvenilen Wassers im infiltrierten Nebengestein leicht die von Becke (Sitz.-Ber. Lotos 1897) nachgewiesene gesetzmäßige Umkehrung in der Zonenfolge der Plagioklase sich herausbilden, wozu ja nach Grubenmann (Krist. Sch. II. Aufl. p. 95) wahrscheinlich die spezifische Wasserlöslichkeit sehr viel, wenn nicht alles, beiträgt.

Becke hat aber auch mein anderes wichtiges Beweismittel vollständig ignoriert, daß nämlich dieser „Paragneis“ nicht nur rundliche Putzen, sondern auch bis 40 cm lange eckige Schollen von dunklem Diorit und Gabbro einschließt, ja gegen einen etwa 10 cm dicken Gabbroputzen sogar einen deutlichen Biotithof als endogenes Kontaktprodukt ausgeschieden hat. Das läßt sich doch nicht einfach so erklären, wie wenn plastischer Marmor Bruchstücke voneinander getrennt und unter Neubildung von Mineralien umflossen hätte, wie das F. Suess gefunden hat (Beisp. plast. u. kristallohl. Gest.-Umformg. Mitt. geol. Ges. Wien 1909).

Für einen „Gneis" hat das sicher noch niemand behauptet und so bleibt nur die Möglichkeit eines eruptiven Charakters für meine Granulite übrig. — „Umkehrung der Ausscheidungsfolge" möchte Becke bei diesen Granuliten anscheinend auf kristalloblastische Struktur zurückführen. Feldspat vor Biotit entwickelt stimmt aber absolut nicht mit der von ihm selbst (Compt. rend. 1903) aufgestellten kristalloblastischen Reihe, ist darum auf anderem Wege entstanden, hier hervorgerufen durch die Mischung von eruptivem und sedimentärem Material, wobei ersteres, weil heißer oder gasförmig, erst die Kristallisation im Sediment anregen mußte, und daher auch selbst eher zur Abscheidung gelangte. Übrigens fand Sauer (Compt. rend. 1903) an einem Gneise von Annaberg im wesentlichen das gleiche mikroskopische Bild, wie ich an den Granuliten von Spitzberg; auch er findet, daß der Feldspat mindestens gleichzeitig (also wahrscheinlich sogar früher! Verf.) mit den übrigen Gesteinsgemengteilen, keinesfalls später entstanden ist; der Folgerung allerdings, die er daraus zieht, daß die so „bequeme Hypothese der Feldspatisation" dort ausgeschlossen sei, kann ich mich nicht anschließen; ich finde im Gegenteil hier eine kräftige Stütze für diese Annahme, weil diese Feldspäte sich ganz wie Einsprenglinge verhalten, die doch immer früher ausgeschieden wurden[1]. — Es ist ferner nach dem oben Gesagten nicht einzusehen, warum außer den Orthogneisen gegebenenfalls nicht auch Mischgesteine primäre Paralleltextur oder kristalloblastische Struktur aufweisen können sollten, wenn im Mengenverhältnis das Eruptivmaterial genügend Übergewicht hat; zeigen sie doch auch gelegentlich prachtvoll die kugelige Absonderungsform der echten Eruptivgesteine.

Derartige eindeutige, d. h. genetisch restlos erklärbare Aufschlüsse sind leider sehr selten. Aber sie legen die Vermutung nahe, daß noch mehr „Orthogneise" als bis jetzt bekannt, gleichfalls primär und nicht sekundär kristalloblastisch struiert seien.

In erster Linie wäre hier zu denken an die Gföhlergneise im niederösterreichischen Waldviertel, von denen Becke sagt (Compt. rend. Stockholm 1910), daß ihre Parallelstruktur parallel zur Grenzfläche verlaufe; es könnte sich hier ganz gut auch um umlaufende Parallelstruktur handeln, wie bei den Laurentischen Gneisen von Kanada. Die kristalloblastische Mikrostruktur würde nach den am Ornöit und am T-Gange gesammelten Erfahrungen gar nichts gegen diese Auffassung beweisen.

Ferner wären hier zu nennen die Granulite von Mähren und Böhmen. Auch deren Deutung macht den reinen Dynamometamorphikern Schwierigkeiten wegen ihrer Auflagerung auf Kalken, Amphiboliten und Glimmerschiefern: liegt ja doch dabei stets das

[1] Die von Klemm (l. c.) abgebildeten Mischgesteine und viele mir bekannte Vorkommen aus dem Böhmerwalde zeigen das gleiche Verhalten der Feldspäte schon makroskopisch sehr deutlich.

höhere Metamorphe auf dem weniger Metamorphen, also in umgekehrter Reihenfolge.

Gewiß können diese eingelagerten Orthogneise auch zusammen mit den hangenden und liegenden Sedimenten erst nachträglich dem Umdruck in kristalline Schiefer unterlegen sein, allein manche Tatsachen scheinen auf eine primäre Druckkristallisation und Schieferung gleich bei der mise en place hinzuweisen. So deckt sich z. B. bei den Granuliten des Planskergebirges die Parallelstruktur nicht mit der Absonderung, worauf schon Hochstetter

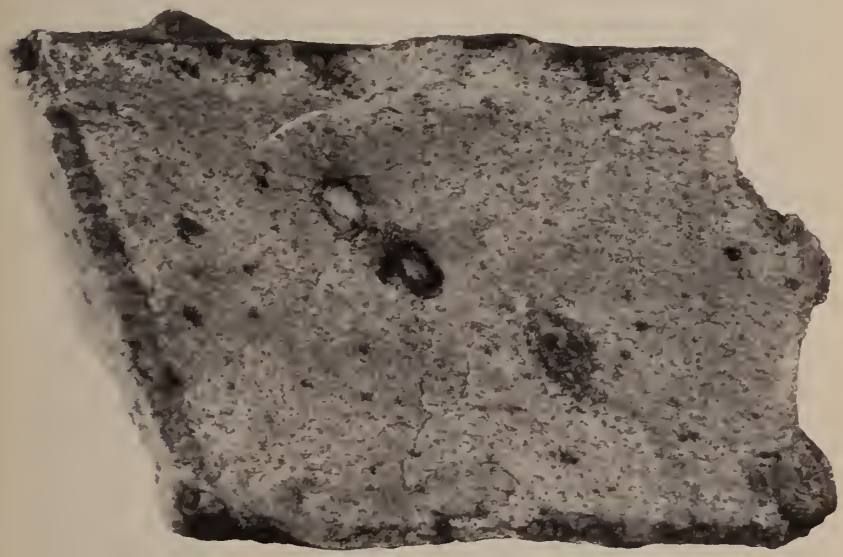


Fig. 2. Granulit vom Schöningerberge.
Die Bankung geht horizontal, die Primärschieferung mit den ihr parallel eingelagerten Kugeln von links oben nach rechts unten. (Nat. Größe.)

hingewiesen hat (Geogn. Stud. üb. d. Böhmerwald. Jahrb. k. k. geol. R.-A. 1854). Am Leiterstein haben die Absonderungsspalten Streichen O 15° S, Fallen 15° N, dagegen die Parallelstruktur Streichen N 15° O mit Fallen 30—40° W. Hochstetter faßt die plattenförmige Absonderung wohl mit Recht als Andeutung des Gebirgsbaues auf, also als später gebildet im Verhältnis zur primären, weil diskordant gegen die Schieferung der umgebenden kristallinen Paragesteine abschneidenden Parallelstruktur.

Nun scheint mir noch ein Umstand ganz besonders für die primäre Kristallisationsschieferung auch dieser Granulite zu sprechen. Ich fand in der Gegend von Střin bei Krumau vom Schöningerberge herabgespülte Granulitbrocken mit rundlichen Kugeln darin, die längs der Parallelstruktur des Gesteines angeordnet liegen (Fig. 2).

Hochstetter schreibt darüber, es handle sich um ein pyromeridartiges Vorkommen von haselnuß- bis walnußgroßen Kugeln innerhalb des feinkörnigen und streifigen Granulites; die Kugeln bestünden entweder aus reinem Granulit oder aus Quarz oder Orthoklas; in den Hohlwegen nach Kugelwaid fänden sich sogar faustgroße Kugeln von Quarz darin.

Lehmann (Krist. Schief. 1884) hat derartige Kugeln nicht gefunden, wohl aber später Camerlander (Jahrb. k. k. R.-A. 1887), nach welchem sie aus Sillimanit bestehen sollen.

Nach meinen Untersuchungen bestehen diese von einer schwachen Biotithülle umgebenen Kugeln aus Quarz und ganz frischem Cordierit in pflasterartigem Gemenge, die eingeschlossen und besonders an den Rändern angereichert Sillimanitnadeln in Masse führen, daneben kommt etwas Apatit und Biotit vor. Entsprechend einer schwachen Streckung der Kugeln parallel zur Flaserung des Granulites sind auch die Quarze und Cordierite mit den Sillimaniten in die Länge gezogen. — Daneben finden sich aber auch Bruchstücke bei Sfin, in welchen diese kugeligen bis elliptischen Gebilde in gerade Streifen parallel wiederum mit der Textur des Granulites ausgewalzt sind. Das Mikroskop läßt erkennen, daß die nämlichen Gemengteile wie oben stark in dieser Richtung verlängert sind und in einzelne Stücke zerbrochen, die mit gezackten Rändern aneinander stoßen und ebenso wie der umgebende Granulit stark undulöse Auslöschung aufweisen, ohne Bildung einer Mörtelstruktur.

Ob die letzteren gestreckten Partien rein kristalloblastischen oder möglicherweise auch proteroblastischen Ursprunges sind, läßt sich nicht entscheiden, zumal in dem mir vorliegenden Handstücke die Schieferung mit der Absonderung zusammenzufallen scheint. Auffallend ist und bleibt aber, daß *überhaupt kugelige* oder schwach elliptische *Gebilde in dem schieferigen Granulite* an gewissen Stellen *erhalten geblieben* sind, was doch unmöglich wäre, wenn der ganze Granulit erst *nachträglichen* Vorgängen seine Schieferung verdanken sollte.

Auch diese Erscheinung wird man also nur zugunsten einer *primären Schieferung während des Eindringens des Schmelzflusses* deuten können [1].

[1] Sauer (Compt. rend. Wien 1903) nimmt anscheinend für die sächsischen Granulite nicht reine primäre Parallelstruktur an, weil sie hervorgerufen sei durch Mitwirkung intensiver dynamischer Kräfte bei der Anpressung des Schmelzflusses; auch die Schieferhülle vereinige dabei die Kontakt- und Druckmetamorphose. Das wäre also fast ganz die Weinschenk'sche Piëzo-Kontaktmetamorphose. Ich bin der Ansicht, daß sich Kontakt- und Druckumwandlung immer zeitlich unterschieden haben, wofür es verschiedene Beispiele gibt, wenn auch nicht immer gleich die Aufeinanderfolge festgestellt werden kann. Denn Pressung und gleichzeitige Bildung offener Spalten für aufdringendes Magma halte ich mit Heim, Rothpletz, Branca und Lepsius für unmöglich.

Die Pilitrinden um die Olivinknollen von Dürnstein bei Krems ebenso wie die von Schrauf (Zeitschr. f. Krist. 6. 1882) genau beschriebenen Kelyphitrinden um die Granate im Serpentin der Hollubauer Mühle im Planskergebirge dürften ebensowenig erst durch spätere Umkristallisation entstanden sein, sondern viel wahrscheinlicher als „reaction rim", wobei nachträglich aus Augit Hornblende und aus Serpentin oder z. T. Olivin Talk geworden ist, in biotitreichen schriesheimitähnlichen Gesteinen (Kersantite kommen in der Umgebung von Krems nach Becke nicht selten vor), resp. in Olivingesteinen im Planskergebirge. Denn die Art der einschließenden Mineralien widerspricht nach Mrha (Min.-petr. Mitt. 19) und Schrauf dem Volumgesetze, kann also wohl nur ein Tiefenprodukt sein, wo nicht der Druck, sondern die Hitze den Ausschlag gibt. Was Doelter (Üb. einige petrogenetische Fragen. Dies. Centralbl. 1902) aus der größeren Viskosität der Effusivmagmas erklärt, scheint auch hier zuzutreffen, nämlich daß die Olivine sich als scheinbare Einschlüsse präsentieren, da sie nicht wandern und sich zu Grenzmassen oder Randfazies konzentrieren könnten.

So glaube ich auch aus dem böhmischen Massive einige Punkte nachgewiesen zu haben, an denen die geologischen Verhältnisse beweisen, daß das Aufdringen und die seitliche Intrusion von Eruptivmassen erst erfolgt ist nach der infolge Gebirgsdruckes eingetretenen Umwandlung der dortigen Sedimente und alten Eruptiva in kristalline Schiefer, weshalb ihre Paralleltextur und ihre oft deutliche kristalloblastische Struktur sich schon primär bei der Erstarrung herausgebildet haben müssen, also als proteroblastisch zu bezeichnen wären. Derartige Gesteine sind demnach aus der Reihe der kristallinen Schiefer auszuscheiden, wie Milch betonte (Ref. Geol. Rundsch. I).

Eine sichere Zuteilung wird zwar manchmal sehr schwer sein. Immerhin kann oft die z. B. auch von Becke an der Berührungsstelle der Amphibolitschiefer gegen Kalk im Kamptale nachgewiesene Kontaktmetamorphose einen Fingerzeig geben, wenn man sie für sich betrachtet und ihr zeitliches Verhältnis zu den dynamisch umwandelnden Vorgängen mehr als bisher herauszuschälen sucht, wie das z. B. E. Zimmermann (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1902. p. 375) bei Rudolphstein in Südthüringen durchführen konnte; er wies dort nach, daß die Kontaktmetamorphose erst nach der Schieferung und Streckung der Gesteine eingetreten sein könne. Nach Sauer scheinen ja auch die Kinzigite des Schwarzwaldes als Umwandlungsprodukte aus Renchgneisen für eine gleiche Aufeinanderfolge zu sprechen[1]. Vogt (D. Marmor. Zeitschr.

[1] Man vergleiche Becke's Referat in Fortschr. d. Mineralogie. 1. p. 233 ff.

f. prakt. Geol. 1898) konnte nachweisen, daß die Marmore von Vefsen und Velfjorden erst regional- und später kontaktmetamorphosiert wurden.

Allerdings tritt hier wieder die bekannte Schwierigkeit ein, die Produkte der Kontaktmetamorphose einerseits von denen der Dynamometamorphose andererseits mit Sicherheit zu unterscheiden. Aber es gibt doch einzelne Mineralien, welche für magmatische Einwirkung als ausschließlich charakteristisch gelten können, wie z. B. Cordierit, Turmalin und Skapolith (vergl. Vogt l. c.). Den Chlorgehalt des letzteren wird man nur aus Emanationen des Schmelzflusses herleiten können und nicht wohl aus dem geringen Kochsalzgehalt der marinen Sedimente. Darum hat auch Fr. Suess (Beisp. plast. und kristallobl. Gest.-Umform. Mitt. geol. Ges. Wien 1909) unter den sekundären Druckneubildungen an der Berührungsfläche zwischen Amphibolitschollen und Kalk den Skapolith nicht nachweisen können, obwohl er im Kalk selbst auftritt.

München, Technische Hochschule.

Besprechungen.

C. Doelter: Handbuch der Mineralchemie. **2.** 3. Lieferung. 1913. Dresden und Leipzig bei Theodor Steinkopff. p. 321—480. Mit einer Tafel nebst vielen Textfiguren, Tabellen und Diagrammen.

Die vorliegende Lieferung enthält den Schluß der Humitgruppe (Prolektit) von Hj. Sjögren, sodann vom Herausgeber: Das Magnesiummetasilikat ($MgSiO_3$), Bronzit und Hypersthen, Anthophyllit, Talk (Steatit), Meerschaum (Sepiolith); von A. v. Fersmann: (Zermattit und Schweizerit); von H. Leitmeier: Serpentin, Kerolith, Deweylith und Pseudodeweylith (Gymnit), Melopsit und Saponit; vom Herausgeber: Calciumsilikate, Wollastonit und Calciumhydrosilikate; von A. Himmelbauer: Zeophyllit, Gyrolith und Calciumfluoro-Hydrosilikate (Apophyllit, Anfang). Im folgenden wird dieser Band die sämtlichen übrigen Silikate behandeln.

Max Bauer.

Personalia.

Gestorben: Dr. **Heinrich Potonié**. Geh. Bergrat, Professor für Pflanzenpaläontologie an der Geologischen Landesanstalt, Privatdozent an der Universität Berlin.

Ernannt: Dr. **Ferruccio Zambonini**. ord. Professor an der k. Universität Palermo, zum ord. Professor der Mineralogie und Direktor des mineralogischen Museums an der k. Universität Turin. — Dr. **Ernst Fleury** aus Délémont zum Professor der allgemeinen Geologie und Paläontologie am Instituto technico superior in Lissabon.

Dr. **Paul Choffat** vom Instituto technico superior in Lissabon hat um seine Entlassung als Professor der angewandten Geologie gebeten, um sich ganz der Geol. Landesanstalt widmen zu können.

1. Januar 1913.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg. in Breslau. in Berlin.

1913. No. 1.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1912.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Seite

Kessler, P.: Zur jüngeren geologischen Geschichte der Bithynischen Halbinsel 1

Kormos, Th.: Kleinere Mitteilungen aus dem ungarischen Pleistocän 12

Kaemmerer, Paul: Versuch zu einer neuen Deutung der Struktur des Meteoreisens von Carthage (Tennessee). Mit 6 Textfiguren 17

Koenigsberger, J.: Nachtrag zur Notiz über einen anorthositischen Gneis von Norwegen 25

Bauer, Max: Berichtigung 25

Maier, W.: Berichtigung über die korundhaltigen Hornfelse der Kontaktzone des Mt. Tibidabo bei Barcelona 26

Semper, Max: Berichtigung 27

Neue Instrumente und Beobachtungsmethoden.

Wülfing, E. A.: Demonstrationsmodell für sogen. einfache Schiebungen. Mit 6 Textfiguren 28

Solider, ganz selbständiger

Präparator für Paläontologie,

der schon große Säugetiere restauriert und montiert hat, sucht Stelle zu verändern. Derselbe ist auch gut bewandert in der Anfertigung von Gipsabgüssen und stehen ihm prima Referenzen zur Verfügung.

Gef. Offerten unter Chiffre J. B. 12 erbittet an den Verlag dieses Centralblattes.

Chemisches Laboratorium

von

Professor Dr. M. Dittrich

Heidelberg Brunnengasse 14

Mineral-, Erz- und Gesteinsuntersuchungen. — Quell- und Mineralwasseranalysen. — Untersuchungen auf Radioaktivität. — Chemische Praktica, unter besonderer Berücksichtigung der Mineralogen und Geologen, auch in den Universitätsferien.

Prospekte auf Verlangen.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg. in Breslau. in Berlin.

1913. No. 2.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1913.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Seite

Mügge, O.: Ueber die Größenordnung der Gravitations-Anisotropie in Kristallen. Mit 1 Textfigur 33

Goldschmidt, V.: Ueber Indikatoren zur mechanischen Gesteinsanalyse und spezifischen Gewichtsbestimmung 39

Heeger, W.: Ueber die mikrochemische Untersuchung fein verteilter Carbonate im Gesteinsschliff 44

Olbricht, K.: Neue Beobachtungen im Diluvium der Umgebung von Hannover. Mit 6 Textfiguren 51

Jooss, Carlo H.: Ueber *Limnaea* (*Limnaea* s. str.) *turrita* Klein emend. Jooss. Mit 8 Textfiguren 58

Personalia 64

An die Herren Mitarbeiter.

Die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten: **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** bitten wir in Zukunft an Herrn **Professor Dr. Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38** gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

Solider, ganz selbständiger

Präparator für Paläontologie,

der schon große Säugetiere restauriert und montiert hat, sucht **Stelle zu verändern.** Derselbe ist auch gut bewandert in der Anfertigung von Gipsabgüssen und stehen ihm prima Referenzen zur Verfügung.

Gef. Offerten unter Chiffre J. B. 12 erbittet an den Verlag dieses Centralblattes.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg. in Breslau. in Berlin.

1913. No. 3.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser
1913.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Dieser Nummer ist beigefügt ein Prospekt der Verlagsbuchhandlg. B. G. Teubner in Leipzig betr. **Stromer von Reichenbach, Lehrbuch der Paläozoologie** etc.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

	Seite
Tućan, Fran: Zur Bauxitfrage	65
Walther, Karl: Ueber ein Vorkommen von Epidotadinole und gefritteten Sedimenten aus dem Süden der Republik Uruguay. Mit 2 Textfiguren	68
Hennig, Edw.: Ueber Urgon in Deutsch-Ostafrika	81
Oppenheim, Paul: Zur Altersfrage des bei Teschen am Karpathenrande überschobenen Tertiärs	85
Sokol, R.: Ueber das Sinken der Elbe-Ebene in Böhmen während der Diluvial-Akkumulation. Mit 2 Textfiguren	91
Personalia	96

An die Herren Mitarbeiter.

Die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten: **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** bitten wir in Zukunft an Herrn **Professor Dr. Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38** gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

Chemisches Laboratorium

von

Professor Dr. M. Dittrich

Heidelberg Brunnengasse 14

Mineral-, Erz- und Gesteinsuntersuchungen. — Quell- und Mineralwasseranalysen. — Untersuchungen auf Radium und Radioaktivität. — Chemische Praktica, auch in den Universitätsferien.

Prospekte auf Verlangen.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg. in Breslau. in Berlin.

1913. No. 4.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1913.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc. Seite

Tschirwinsky, W.: Zur Frage über die Identität des Podolits und Dahllits. Mit 1 Textfigur 97
Schneider, Karl: Die vulkanischen Erscheinungen der Erde . . 102
Kormos, T.: Zur Kenntnis der Pleistocänablagerungen in der Umgebung von Tata (Ungarn) 109
Fischer, Herm.: Ein mariner (?) Oolith aus Zentralafrika . . 112
Spengler, Erich: Zur Systematik der obercretacischen Nautiliden 115
Diener, C.: † Friedrich Teller 119
Sokol: Nachtrag zu „Ueber das Sinken der Elbe-Ebene etc." . . . 122

Neue Instrumente und Beobachtungsmethoden.

Mügge, O.: Bemerkungen zum Wülfing'schen Demonstrationsmodell für einfache Schiebungen 123

Versammlungen und Sitzungsberichte 126

Besprechungen.

Phillips, Alexander H.: Mineralogy, an Introduction to the Theoretical and Practical Study of Minerals 127
Gratacap, L. P.: A Popular Guide to Minerals 128

Druckfehlerberichtigung 128

An die Herren Mitarbeiter.

Die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten: **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** bitten wir in Zukunft an Herrn **Professor Dr. Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38** gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

Voigt & Hochgesang ✻ Göttingen

Fabrikation von Dünnschliffen

von

Gesteinen: Preis im Durchschnitt Mk. 1.10 Nur für besonders schwierig zu bearbeitendes Material tritt ein geringer Preisaufschlag ein.

Unerreichte Qualität, Dünne 0,02 mm.

Kristalle: Genau orientierte Schliffe. Preis Mk. 1.30—1.50.

Kristallpräparate

für sämtliche mineralogischen Untersuchungen in tadelloser Ausführung zu angemessenen Preisen.

☞ **Neu erschienen:** ☜

Sammlung von 124 Dünnschliffen gesteinsbildender Mineralien,

zusammengestellt von Geheimrat Prof. Dr. F. Rinne, Leipzig.

Preis 200 Mark.

Diese Sammlung ist sehr übersichtlich geordnet und enthält manche Neuerungen, so besonders Salze.

Verzeichnis auf Wunsch.

Anfertigung von Mikrophotographien

im einfachen u. polarisiertem Licht in jeder Vergrößerung.

Zu unseren Aufnahmen verwenden wir nur Objektive erster Firmen, wir liefern daher vollkommen einwandsfreie erstklassige Bilder.

Preise gering.

Aufnahmen von Naturobjekten

in natürl. Größe oder in jeder Vergrößerung.

Anfertigung von Diapositiven

in jeder Größe.

Im Februar 1912 erschienen:

Neuer kristallographischer Katalog

No. 23.

Aus dem reichen Inhalt möge hervorgehoben sein:

Modell zur Demonstration der Lage des rhombischen Schnittes bei den Plagioklasen nach Prof. Dr. K. Hintze.

Neue Pappkristallmodelle nach Prof. Dr. K. Vrba.

Kristallographische Kaleidoskope nach Prof. Dr. E. A. Wülfing.

Kristallographisches Spiegel-Polyskop nach Prof. Dr. K. Vrba.

Modell zur Demonstration der stereographischen Projektion und **Wandtafel für stereogr. Projektion** nach Prof. Dr. E. A. Wülfing.

Glasmodelle zur Erläuterung der Aetzmethode nach Prof. Dr. G. Wulff.

Modelle zur Erläuterung der Bildung der ozeanischen Salzablagerungen nach Dr. E. Jänecke.

Neue

Mineralpräparate und orientierte Mineraldünnschliffe.

Aus der neuen (achten) Auflage des mineralogischen Hauptkatalogs No. 1 **(Juli 1910)** empfehlen wir:

A. **Vorlesungssammlung von 100 Mineralpräparaten.** Diese Sammlung enthält nur Präparate von natürlichen Mineralvorkommen (mit Ausnahme von künstlichem Rubin und Borax) und ist in der Weise zusammengestellt, daß alle wichtigen optischen Erscheinungen daran demonstriert werden können. Der Preis einer Normalsammlung von 100 Mineralpräparaten in guter Qualität beträgt einschließlich eines zweckmäßig eingerichteten Kastens Mk. 1100.—. Dieselbe Sammlung in besonders guter Qualität kostet Mk. 2000.—.

B. **Sammlung von 225 orientierten Dünnschliffen von 134 gesteinsbildenden Mineralien,** angeordnet nach H. Rosenbusch und E. A. Wülfing: „Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien", I. Band, 2. Teil, 1905. Preis der ganzen Sammlung

von 225 Mineralschliffen, einschließlich Etui = Mk. 375.—.
„ 175 „ „ „ = „ 295.—.
„ 125 „ „ „ = „ 205.—.

Dünnschliffe von eingesandtem Material

werden sorgfältig und pünktlich hergestellt, und zwar in der üblichen Stärke bis zu 0,02 mm und darunter. Durchschnittlich wird für einen Schliff auf Vereinsformat (28 × 48 mm) montiert Mk. 1.— berechnet. Nur für besonders schwierig zu bearbeitende Gesteine wird ein entsprechender Anfschlag berechnet. Auf Wunsch werden größere, bis handgroße Schliffe angefertigt. Spezialität: Schliffe fossiler Hölzer.

Dr. F. Krantz,

Rheinisches Mineralien-Kontor,

Fabrik u. Verlag mineralogischer u. geologischer Lehrmittel.

Gegr. 1833. —— **Bonn a. Rhein.** —— Gegr. 1833

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Voigt & Hochgesang ✤ Göttingen

Fabrikation von Dünnschliffen

von

Gesteinen: Preis im Durchschnitt Mk. 1.10 Nur für besonders schwierig zu bearbeitendes Material tritt ein geringer Preisaufschlag ein.

Unerreichte Qualität, Dünne 0,02 mm.

Kristalle: Genau orientierte Schliffe. Preis Mk. 1.30—1.50.

Kristallpräparate

für sämtliche mineralogischen Untersuchungen in tadelloser Ausführung zu angemessenen Preisen.

☞ Neu erschienen: ☜

Sammlung von 124 Dünnschliffen gesteinsbildender Mineralien,

zusammengestellt von Geheimrat Prof. Dr. F. Rinne, Leipzig.

Preis 200 Mark.

Diese Sammlung ist sehr übersichtlich geordnet und enthält manche Neuerungen, so besonders Salze.

Verzeichnis auf Wunsch.

Anfertigung von Mikrophotographien

im einfachen u. polarisiertem Licht in jeder Vergrößerung.

Zu unseren Aufnahmen verwenden wir nur Objektive erster Firmen, wir liefern daher vollkommen einwandsfreie erstklassige Bilder.

Preise gering.

Aufnahmen von Naturobjekten

in natürl. Größe oder in jeder Vergrößerung.

Anfertigung von Diapositiven

in jeder Größe.

Neun Modelle
zur Erläuterung der Tektonik

für den geologischen Unterricht nach
Prof. Dr. G. Steinmanns „Geologische Probleme des Alpengebirges“
konstruiert von Dr. K. Stamm.

Jedes Modell stellt einen Ausschnitt dar aus einem Gebiet, wo die darzustellende Phase der Gebirgsbildung besonders gut entwickelt ist. Was man in der Natur direkt beobachten kann, ist die Oberfläche des Reliefs. Die Seitenprofile geben an, wie man sich die Fortsetzung der Schichten unterirdisch denken muß, und die abnehmbare Kappe repräsentiert jene Teile, die nach der Auffaltung des Gebirges durch Erosion usw. fortgeführt worden sind.

Die Modelle sind mit Stativen versehen, die es ermöglichen, die beiden Teile übereinander im richtigen Zusammenhang aufzustellen.

No. 1. **Horizontale Lagerung-Diskordanz**; 51×16×17 cm bei aufliegender Kappe.
„ 2. **Einfache Antiklinale und Synklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51×16×23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 3. **Kofferfalte** (Weißensteinkette im Schweizer Jura, nach Gerth); 51×16×25 cm bei aufliegender Kappe.
„ 4. **Gewölbeeinbruch-Verwerfung** (Val de Travers im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51×16×24 bei aufliegender Kappe.
„ 5. **Liegende Antiklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51×16×20 cm bei aufliegender Kappe.
„ 6. **Überschobene Antiklinale mit ausgequetschtem Mittelschenkel** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51×26×22 cm bei aufliegender Kappe.
„ 7. **Schema zweier übereinander liegender Decken** (nach Lugeon); 61×33×18 cm bei aufliegender Kappe.
„ 8. **Klippen** (Iberger Klippen nach Quereau); 61×33×23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 9. **Fenster** (Unterengadin, nach Paulcke); 61×33×17 bei aufliegender Kappe.

No. 1—6 je ℳ 45.—, 7—9 je ℳ 80.—. Die vollständige Sammlung von 9 Modellen nach vorstehender Aufstellung = ℳ 450.—. Eine ausführliche Beschreibung wird jeder Sammlung beigegeben.

Dr. F. KRANTZ

Rheinisches Mineralien-Kontor

Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833. **Bonn a. Rhein.** Gegr. 1833.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Voigt & Hochgesang ✽ Göttingen

Fabrikation von Dünnschliffen

von

Gesteinen: Preis im Durchschnitt Mk. 1.10 Nur für besonders schwierig zu bearbeitendes Material tritt ein geringer Preisaufschlag ein.

Unerreichte Qualität, Dünne 0,02 mm.

Kristalle: Genau orientierte Schliffe. Preis Mk. 1.30—1.50.

Kristallpräparate

für sämtliche mineralogischen Untersuchungen in tadelloser Ausführung zu angemessenen Preisen.

☞ **Neu erschienen:** ☜

Sammlung von 124 Dünnschliffen gesteinsbildender Mineralien,

zusammengestellt von Geheimrat Prof. Dr. F. Rinne, Leipzig.

Preis 200 Mark.

Diese Sammlung ist sehr übersichtlich geordnet und enthält manche Neuerungen, so besonders Salze.

Verzeichnis auf Wunsch.

Anfertigung von Mikrophotographien

im einfachen u. polarisiertem Licht in jeder Vergrößerung.

Zu unseren Aufnahmen verwenden wir nur Objektive erster Firmen, wir liefern daher vollkommen einwandsfreie erstklassige Bilder.

Preise gering.

Aufnahmen von Naturobjekten

in natürl. Größe oder in jeder Vergrößerung.

Anfertigung von Diapositiven

in jeder Größe.

Neun Modelle
zur Erläuterung der Tektonik

für den geologischen Unterricht nach
Prof. Dr. G. Steinmanns „Geologische Probleme des Alpengebirges"
konstruiert von Dr. K. Stamm.

Jedes Modell stellt einen Ausschnitt dar aus einem Gebiet, wo die darzustellende Phase der Gebirgsbildung besonders gut entwickelt ist. Was man in der Natur direkt beobachten kann, ist die Oberfläche des Reliefs. Die Seitenprofile geben an, wie man sich die Fortsetzung der Schichten unterirdisch denken muß, und die abnehmbare Kappe repräsentiert jene Teile, die nach der Auffaltung des Gebirges durch Erosion usw. fortgeführt worden sind.

Die Modelle sind mit Stativen versehen, die es ermöglichen, die beiden Teile übereinander im richtigen Zusammenhang aufzustellen.

No. 1. **Horizontale Lagerung-Diskordanz**; 51 × 16 × 17 cm bei aufliegender Kappe.
„ 2. **Einfache Antiklinale und Synklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 3. **Kofferfalte** (Weißensteinkette im Schweizer Jura, nach Gerth); 51 × 16 × 25 cm bei aufliegender Kappe.
„ 4. **Gewölbeeinbruch-Verwerfung** (Val de Travers im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 24 bei aufliegender Kappe.
„ 5. **Liegende Antiklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 20 cm bei aufliegender Kappe.
„ 6. **Überschobene Antikliuale mit ausgequetschtem Mittelschenkel** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 26 × 22 cm bei aufliegender Kappe.
„ 7. **Schema zweier übereinander liegender Decken** (nach Lugeon); 61 × 33 × 18 cm bei aufliegender Kappe.
„ 8. **Klippen** (Iberger Klippen nach Quereau); 61 × 33 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 9. **Fenster** (Unterengadin, nach Paulcke); 61 × 33 × 17 bei aufliegender Kappe.

No. 1—6 je ℳ 45.—, 7—9 je ℳ 80.—. Die vollständige Sammlung von 9 Modellen nach vorstehender Aufstellung = ℳ 450.—. Eine ausführliche Beschreibung wird jeder Sammlung beigegeben.

Dr. F. KRANTZ

Rheinisches Mineralien-Kontor

Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833. **Bonn a. Rhein.** Gegr. 1833.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Voigt & Hochgesang ✻ Göttingen

Fabrikation von Dünnschliffen

von

Gesteinen: Preis im Durchschnitt Mk. 1.10 Nur für besonders schwierig zu bearbeitendes Material tritt ein geringer Preisaufschlag ein.

Unerreichte Qualität, Dünne 0,02 mm.

Kristalle: Genau orientierte Schliffe. Preis Mk. 1.30—1.50.

Kristallpräparate

für sämtliche mineralogischen Untersuchungen in tadelloser Ausführung zu angemessenen Preisen.

☞ **Neu erschienen:** ☜

Sammlung von 124 Dünnschliffen gesteinsbildender Mineralien,

zusammengestellt von Geheimrat Prof. Dr. F. Rinne, Leipzig.

Preis 200 Mark.

Diese Sammlung ist sehr übersichtlich geordnet und enthält manche Neuerungen, so besonders Salze.

Verzeichnis auf Wunsch.

Anfertigung von Mikrophotographien

im einfachen u. polarisiertem Licht in jeder Vergrößerung.

Zu unseren Aufnahmen verwenden wir nur Objektive erster Firmen, wir liefern daher vollkommen einwandsfreie erstklassige Bilder.

Preise gering.

Aufnahmen von Naturobjekten

in natürl. Größe oder in jeder Vergrößerung.

Anfertigung von Diapositiven

in jeder Größe.

Neun Modelle
zur Erläuterung der Tektonik

für den geologischen Unterricht nach
Prof. Dr. G. Steinmanns „Geologische Probleme des Alpengebirges“
konstruiert von Dr. K. Stamm.

Jedes Modell stellt einen Ausschnitt dar aus einem Gebiet, wo die darzustellende Phase der Gebirgsbildung besonders gut entwickelt ist. Was man in der Natur direkt beobachten kann, ist die Oberfläche des Reliefs Die Seitenprofile geben an, wie man sich die Fortsetzung der Schichten unterirdisch denken muß, und die abnehmbare Kappe repräsentiert jene Teile, die nach der Auffaltung des Gebirges durch Erosion usw. fortgeführt worden sind.

Die Modelle sind mit Stativen versehen, die es ermöglichen, die beiden Teile übereinander im richtigen Zusammenhang aufzustellen.

No. 1. **Horizontale Lagerung-Diskordanz**; 51 × 16 × 17 cm bei aufliegender Kappe.
„ 2. **Einfache Antiklinale und Synklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 3. **Kofferfalte** (Weißensteinkette im Schweizer Jura, nach Gerth); 51 × 16 × 25 cm bei aufliegender Kappe.
„ 4. **Gewölbeeinbruch-Verwerfung** (Val de Travers im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 24 bei aufliegender Kappe.
„ 5. **Liegende Antiklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 20 cm bei aufliegender Kappe.
„ 6. **Überschobene Antiklinale mit ausgequetschtem Mittelschenkel** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 26 × 22 cm bei aufliegender Kappe.
„ 7. **Schema zweier übereinander liegender Decken** (nach Lugeon); 61 × 33 × 18 cm bei aufliegender Kappe.
„ 8. **Klippen** (Iberger Klippen nach Quereau); 61 × 33 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 9. **Fenster** (Unterengadin, nach Paulcke); 61 × 33 × 17 bei aufliegender Kappe.

No. 1—6 je ℳ 45.—, 7—9 je ℳ 80.—. Die vollständige Sammlung von 9 Modellen nach vorstehender Aufstellung = ℳ 450.—. Eine ausführliche Beschreibung wird jeder Sammlung beigegeben.

Dr. F. KRANTZ

Rheinisches Mineralien-Kontor

Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833 **Bonn a. Rhein.** Gegr. 1833.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg. in Breslau. in Berlin.

1913. No. 5.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1913

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Dieser Nummer ist beigefügt ein Prospekt der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser. in Stuttgart betreffend v. Knebel-Reck, „Island".

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Seite

Endell, K.: Ueber Granatamphibolite und Eklogite von Tromsö und vom Tromsdaltind. Mit 1 Textfigur 129

Mügge, O.: Zweckmäßige Indikatoren aus Glas 133

Rack, Georg: Beiträge zur Petrographie von Flores. Mit 2 Textfiguren 134

Leidhold, Cl.: Ueber angeblich gegenwärtige tektonische Bewegungen in der Insel Hiddensee (Rügen) 139

Hundt, Rudolf: Die Eiszeit im Frankenwalde. Mit 5 Textfiguren 146

Balss, Heinrich: Ueber fossile Galatheiden. Mit 1 Textfigur . 155

Besprechungen.

Doelter, C.: Handbuch der Mineralchemie 160

Personalia 160

An die Herren Mitarbeiter.

Die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten: **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** bitten wir in Zukunft an Herrn **Professor Dr. Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38** gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

Chemisches Laboratorium

von

Professor Dr. M. Dittrich

Heidelberg — Brunnengasse 14

Mineral-, Erz- und Gesteinsuntersuchungen. — Quell- und Mineralwasseranalysen. — Untersuchungen auf Radioaktivität. — Chemische Praktica, unter besonderer Berücksichtigung der Mineralogen und Geologen, auch in den Universitätsferien.

Prospekte auf Verlangen.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg. in Breslau. in Berlin.

1913. No. 6.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1913.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Dieser Nummer ist beigefügt ein Prospekt der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, in Stuttgart betreffend Zittel-Pompeckj-Salfeld. Paläontologische Wandtafeln. II. Serie: Fossile Pflanzen.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Seite

Michel, H.: Der Klinoenstatit der Meteoriten 161

Pávai-Vajna, Franz von: Ueber sarmatischen Dacittuff in der Umgebung von Nagyenyed nebst einigen Bemerkungen zur Arbeit des Herrn St. Gaál. Mit 3 Textfiguren 164

Wepfer, E.: Ueber das Vorkommen von „*Cyprina islandica*“ im Postpliocän von Palermo 173

Kowarzik, Rudolf: Ueber zwei neue bisher nicht beschriebene Funde des Moschusochsen aus dem belgischen Diluvium . . . 178

Hundt, Rudolf: Eine Ergänzung zu „Organische Reste aus dem Untersilur des Hüttchenberges bei Wünschendorf an der Elster“ 180

Neue Instrumente und Beobachtungsmethoden.

Berek, M.: Mineralogischer Demonstrationsapparat. Mit 3 Textfiguren 181

Versammlungen und Sitzungsberichte 189

Besprechungen.

Bräuhäuser, M.: Die Bodenschätze Württembergs 191

Berichtigung 192

Personalia 192

Soeben erschien in zweiter vermehrter und verbesserter Auflage:

Keilhack, Geh. Bergrat Prof. Dr.

Geologische Geschichte der Niederlausitz.

Preis 35 Pf.

H. Difffferts, Buchhandlung,
Moritz Liebe, Kottbus.

Am

Provinzial-Museum zu Hannover

ist zum 1. Mai die Stelle eines **wissenschaftlichen Hilfsarbeiters** durch promovierten Paläontologen zu besetzen. Bewerbungen sind zu richten an

Prof. Dr. A. Fritze,
Provinzial-Museum, Naturhistorische Abteilung, Hannover.

Für das neuzugründende

Vulkan-Institut in Neapel

wird ein **gewandter Mitarbeiter gesucht,** der in petrographischen Untersuchungen und quantitativer Gesteinsanalyse erfahren ist. Gehalt während eines Probejahres 4000 Lire. **Spätere dauernde Anstellung** mit steigendem Gehalt vorbehalten. Bewerbungen mit Angabe über Ausbildung und Kenntnisse und bisherige Veröffentlichungen sind einzusenden an: **Immanuel Friedlaender, Napoli-Vomero,** Villa Hertha.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg. in Breslau. in Berlin.

1913. No. 7.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1913.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Dieser Nummer ist beigefügt ein Prospekt der **E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, in Stuttgart** betreffend **Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins.**

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Seite

Doelter, C. und E. Dittler: Bauxit oder Sporogelit 193

Michel, H.: Ueber das Auftreten von Rhönitbasalten im Böhmischen Mittelgebirge. Mit 2 Textfiguren 195

Killig, Fr.: Ueber eine Umwandlung von Phyllit in ein dichtes Paragonitgestein von der Korundlagerstätte am Ochsenkopf in Sachsen 203

Pávai-Vajna, Franz von: Ueber sarmatischen Dacittuff in der Umgebung von Nagyenyed nebst einigen Bemerkungen zur Arbeit des Herrn St. Gaál. Mit 3 Textfiguren. (Schluß.) . 209

Gagel, C.: Ueber das Alter der Moräne am Emmerleff-Kliff und die Beweiskraft der „Leitgeschiebe" für das Alter der Moränen . 215

Besprechungen.

Henniger, Karl Anton: Die Metalle nach Vorkommen, Gewinnung, Verwendung und wirtschaftlicher Bedeutung 224

Miscellanea 224

Personalia 224

An die Herren Mitarbeiter.

Die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten: **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** bitten wir in Zukunft an Herrn **Professor Dr. Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38** gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

Chemisches Laboratorium

von

Professor Dr. M. Dittrich

Heidelberg — Brunnengasse 14

Mineral-, Erz- und Gesteinsuntersuchungen. — Quell- und Mineralwasseranalysen. — Untersuchungen auf Radioaktivität. — Chemische Praktica, unter besonderer Berücksichtigung der Mineralogen und Geologen, auch in den Universitätsferien.

Prospekte auf Verlangen.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg. in Breslau. in Berlin.

1913. No. 8.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1913.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Dieser Nummer ist beigefügt ein Prospekt der Firma H. Meusser, Buchhandlung, Berlin, betreffend Handwörterbuch der Naturwissenschaften.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

	Seite
Grünling, F.: Maucherit Ni_3As_2, ein neues Nickelmineral aus den Kobaltrücken des Mansfelder Kupferschiefers	225
Schumoff-Deleano, Vera: Einige Versuche über das Zusammenkristallisieren von Diopsid und Jadeit. Mit 1 Textfigur	227
Soellner, J.: Ueber das Auftreten von Essexit im Kaiserstuhl	230
Semper, Max: Zur eocänen Geographie des nordatlantischen Gebiets	234
Monsen, Astrid: Ueber die Packung tertiärer, diluvialer und rezenter Sande und das Porenvolumen von Sandsteinen	242
Cornelius, H. P.: Geologische Beobachtungen im Gebiete des Fornogletschers (Engadin)	246
Mylius, H.: Entgegnung an A. Tornquist. Mit 1 Textfigur	252
Personalia	256

An die Herren Mitarbeiter.

Hierdurch bitten wir, die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten:

1. **Kristallographie, Mineralphysik, Mineralchemie, Einzelne Mineralien, Vorkommen von Mineralien, Meteoriten** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Max Bauer, Marburg a. L.** (Hessen-Nassau);
2. **Allgemeine Geologie, Dynamische Geologie, Experimentelle Geologie, Radioaktivität, Gesteinsbildende Mineralien, Petrographie, Lagerstätten nutzbarer Mineralien** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Th. Liebisch, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43**;
3. **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** an Herrn Prof. Dr. **Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38** gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

Voigt & Hochgesang ✿ Göttingen

Fabrikation von Dünnschliffen

von

Gesteinen: Preis im Durchschnitt Mk. 1.10 Nur für besonders schwierig zu bearbeitendes Material tritt ein geringer Preisaufschlag ein.

Unerreichte Qualität, Dünne 0,02 mm.

Kristalle: Genau orientierte Schliffe. Preis Mk. 1.30—1.50.

Kristallpräparate

für sämtliche mineralogischen Untersuchungen in tadelloser Ausführung zu angemessenen Preisen.

☞ **Neu erschienen:** ☜

Sammlung von 124 Dünnschliffen gesteinsbildender Mineralien,

zusammengestellt von Geheimrat Prof. Dr. F. Rinne, Leipzig.

Preis 200 Mark.

Diese Sammlung ist sehr übersichtlich geordnet und enthält manche Neuerungen, so besonders Salze.

Verzeichnis auf Wunsch.

Anfertigung von Mikrophotographien

im einfachen u. polarisiertem Licht in jeder Vergrößerung.

Zu unseren Aufnahmen verwenden wir nur Objektive erster Firmen, wir liefern daher vollkommen einwandsfreie erstklassige Bilder.

Preise gering.

Aufnahmen von Naturobjekten

in natürl. Größe oder in jeder Vergrößerung.

Anfertigung von Diapositiven

in jeder Größe.

Neun Modelle
zur Erläuterung der Tektonik

für den geologischen Unterricht nach
Prof. Dr. G. Steinmanns „Geologische Probleme des Alpengebirges“
konstruiert von Dr. K. Stamm.

Jedes Modell stellt einen Ausschnitt dar aus einem Gebiet, wo die darzustellende Phase der Gebirgsbildung besonders gut entwickelt ist. Was man in der Natur direkt beobachten kann, ist die Oberfläche des Reliefs. Die Seitenprofile geben an, wie man sich die Fortsetzung der Schichten unterirdisch denken muß, und die abnehmbare Kappe repräsentiert jene Teile, die nach der Auffaltung des Gebirges durch Erosion usw. fortgeführt worden sind.

Die Modelle sind mit Stativen versehen, die es ermöglichen, die beiden Teile übereinander im richtigen Zusammenhang aufzustellen.

No. 1. **Horizontale Lagerung-Diskordanz**; 51 × 16 × 17 cm bei aufliegender Kappe.
„ 2. **Einfache Antiklinale und Synklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 3. **Kofferfalte** (Weißensteinkette im Schweizer Jura, nach Gerth); 51 × 16 × 25 cm bei aufliegender Kappe.
„ 4. **Gewölbeeinbruch-Verwerfung** (Val de Travers im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 24 bei aufliegender Kappe.
„ 5. **Liegende Antiklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 20 cm bei aufliegender Kappe.
„ 6. **Überschobene Antiklinale mit ausgequetschtem Mittelschenkel** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 26 × 22 cm bei aufliegender Kappe.
„ 7. **Schema zweier übereinander liegender Decken** (nach Lugeon); 61 × 33 × 18 cm bei aufliegender Kappe.
„ 8. **Klippen** (Iberger Klippen nach Quereau); 61 × 33 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 9. **Fenster** (Unterengadin, nach Paulcke); 61 × 33 × 17 bei aufliegender Kappe.

No. 1—6 je ℳ 45.—, 7—9 je ℳ 80.—. Die vollständige Sammlung von 9 Modellen nach vorstehender Aufstellung = ℳ 450.—. Eine ausführliche Beschreibung wird jeder Sammlung beigegeben.

Dr. F. KRANTZ

Rheinisches Mineralien-Kontor

Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833. **Bonn a. Rhein.** Gegr. 1833.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Voigt & Hochgesang ✻ Göttingen

Fabrikation von Dünnschliffen

von

Gesteinen: Preis im Durchschnitt Mk. 1.10 Nur für besonders schwierig zu bearbeitendes Material tritt ein geringer Preisaufschlag ein.

Unerreichte Qualität, Dünne 0,02 mm.

Kristalle: Genau orientierte Schliffe. Preis Mk. 1.30—1.50.

Kristallpräparate

für sämtliche mineralogischen Untersuchungen in tadelloser Ausführung zu angemessenen Preisen.

☞ **Neu erschienen:** ☜

Sammlung von 124 Dünnschliffen gesteinsbildender Mineralien,

zusammengestellt von Geheimrat Prof. Dr. F. Rinne, Leipzig.

Preis 200 Mark.

Diese Sammlung ist sehr übersichtlich geordnet und enthält manche Neuerungen, so besonders Salze.

Verzeichnis auf Wunsch.

Anfertigung von Mikrophotographien

im einfachen u. polarisiertem Licht in jeder Vergrößerung.

Zu unseren Aufnahmen verwenden wir nur Objektive erster Firmen, wir liefern daher vollkommen einwandsfreie erstklassige Bilder.

Preise gering.

Aufnahmen von Naturobjekten

in natürl. Größe oder in jeder Vergrößerung.

Anfertigung von Diapositiven

in jeder Größe.

Neun Modelle
zur Erläuterung der Tektonik

für den geologischen Unterricht nach
Prof. Dr. G. Steinmanns „Geologische Probleme des Alpengebirges“
konstruiert von Dr. K. Stamm.

Jedes Modell stellt einen Ausschnitt dar aus einem Gebiet, wo die darzustellende Phase der Gebirgsbildung besonders gut entwickelt ist. Was man in der Natur direkt beobachten kann, ist die Oberfläche des Reliefs Die Seitenprofile geben an, wie man sich die Fortsetzung der Schichten unterirdisch denken muß, und die abnehmbare Kappe repräsentiert jene Teile, die nach der Auffaltung des Gebirges durch Erosion usw. fortgeführt worden sind.

Die Modelle sind mit Stativen versehen, die es ermöglichen, die beiden Teile übereinander im richtigen Zusammenhang aufzustellen.

No. 1. **Horizontale Lagerung-Diskordanz**; 51 × 16 × 17 cm bei aufliegender Kappe.
„ 2. **Einfache Antiklinale und Synklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 3. **Kofferfalte** (Weißensteinkette im Schweizer Jura, nach Gerth); 51 × 16 × 25 cm bei aufliegender Kappe.
„ 4. **Gewölbeeinbruch-Verwerfung** (Val de Travers im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 24 bei aufliegender Kappe.
„ 5. **Liegende Antiklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 20 cm bei aufliegender Kappe.
„ 6. **Überschobene Antiklinale mit ausgequetschtem Mittelschenkel** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 26 × 22 cm bei aufliegender Kappe.
„ 7. **Schema zweier übereinander liegender Decken** (nach Lugeon); 61 × 33 × 18 cm bei aufliegender Kappe.
„ 8. **Klippen** (Iberger Klippen nach Quereau); 61 × 33 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 9. **Fenster** (Unterengadin, nach Paulcke); 61 × 33 × 17 bei aufliegender Kappe.

No. 1—6 je ℳ 45.—, 7—9 je ℳ 80.—. Die vollständige Sammlung von 9 Modellen nach vorstehender Aufstellung = ℳ 450.—. Eine ausführliche Beschreibung wird jeder Sammlung beigegeben.

Dr. F. KRANTZ
Rheinisches Mineralien-Kontor
Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833. **Bonn a. Rhein.** Gegr. 1833.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Voigt & Hochgesang ✻ Göttingen

Fabrikation von Dünnschliffen

von

Gesteinen: Preis im Durchschnitt Mk. 1.10 Nur für besonders schwierig zu bearbeitendes Material tritt ein geringer Preisaufschlag ein.

Unerreichte Qualität, Dünne 0,02 mm.

Kristalle: Genau orientierte Schliffe. Preis Mk. 1.30—1.50.

Kristallpräparate

für sämtliche mineralogischen Untersuchungen in tadelloser Ausführung zu angemessenen Preisen.

☞ **Neu erschienen:** ☜

Sammlung von 124 Dünnschliffen gesteinsbildender Mineralien,

zusammengestellt von Geheimrat Prof. Dr. F. Rinne, Leipzig.

Preis 200 Mark.

Diese Sammlung ist sehr übersichtlich geordnet und enthält manche Neuerungen, so besonders Salze.

Verzeichnis auf Wunsch.

Anfertigung von Mikrophotographien

im einfachen u. polarisiertem Licht in jeder Vergrößerung.

Zu unseren Aufnahmen verwenden wir nur Objektive erster Firmen, wir liefern daher vollkommen einwandsfreie erstklassige Bilder.

Preise gering.

Aufnahmen von Naturobjekten

in natürl. Größe oder in jeder Vergrößerung.

Anfertigung von Diapositiven

in jeder Größe.

Neun Modelle
zur Erläuterung der Tektonik

für den geologischen Unterricht nach
Prof. Dr. G. Steinmanns „Geologische Probleme des Alpengebirges“
konstruiert von Dr. K. Stamm.

Jedes Modell stellt einen Ausschnitt dar aus einem Gebiet, wo die darzustellende Phase der Gebirgsbildung besonders gut entwickelt ist. Was man in der Natur direkt beobachten kann, ist die Oberfläche des Reliefs. Die Seitenprofile geben an, wie man sich die Fortsetzung der Schichten unterirdisch denken muß, und die abnehmbare Kappe repräsentiert jene Teile, die nach der Auffaltung des Gebirges durch Erosion usw. fortgeführt worden sind.

Die Modelle sind mit Stativen versehen, die es ermöglichen, die beiden Teile übereinander im richtigen Zusammenhang aufzustellen.

No. 1. **Horizontale Lagerung-Diskordanz**; 51×16×17 cm bei aufliegender Kappe.
„ 2. **Einfache Antiklinale und Synklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51×16×23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 3. **Kofferfalte** (Weißensteinkette im Schweizer Jura, nach Gerth); 51×16×25 cm bei aufliegender Kappe.
„ 4. **Gewölbeeinbruch-Verwerfung** (Val de Travers im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51×16×24 bei aufliegender Kappe.
„ 5. **Liegende Antiklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51×16×20 cm bei aufliegender Kappe.
„ 6. **Überschobene Antiklinale mit ausgequetschtem Mittelschenkel** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51×26×22 cm bei aufliegender Kappe.
„ 7. **Schema zweier übereinander liegender Decken** (nach Lugeon); 61×33×18 cm bei aufliegender Kappe.
„ 8. **Klippen** (Iberger Klippen nach Quereau); 61×33×23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 9. **Fenster** (Unterengadin, nach Paulcke); 61×33×17 bei aufliegender Kappe.

No. 1—6 je ℳ 45.—, 7—9 je ℳ 80.—. Die vollständige Sammlung von 9 Modellen nach vorstehender Aufstellung = ℳ 450.—. Eine ausführliche Beschreibung wird jeder Sammlung beigegeben.

Dr. F. KRANTZ

Rheinisches Mineralien-Kontor

Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833. **Bonn a. Rhein.** Gegr. 1833.

Verlag der E. Schweizerhart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger. K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Voigt & Hochgesang ✻ Göttingen

Fabrikation von Dünnschliffen

von

Gesteinen: Preis im Durchschnitt Mk. 1.10 Nur für besonders schwierig zu bearbeitendes Material tritt ein geringer Preisaufschlag ein.

Unerreichte Qualität, Dünne 0,02 mm.

Kristalle: Genau orientierte Schliffe. Preis Mk. 1.30—1.50.

Kristallpräparate

für sämtliche mineralogischen Untersuchungen in tadelloser Ausführung zu angemessenen Preisen.

☞ **Neu erschienen:** ☜

Sammlung von 124 Dünnschliffen gesteinsbildender Mineralien,

zusammengestellt von Geheimrat Prof. Dr. F. Rinne, Leipzig.

Preis 200 Mark.

Diese Sammlung ist sehr übersichtlich geordnet und enthält manche Neuerungen, so besonders Salze.

Verzeichnis auf Wunsch.

Anfertigung von Mikrophotographien

im einfachen u. polarisiertem Licht in jeder Vergrößerung.

Zu unseren Aufnahmen verwenden wir nur Objektive erster Firmen, wir liefern daher vollkommen einwandsfreie erstklassige Bilder.

Preise gering.

Aufnahmen von Naturobjekten

in natürl. Größe oder in jeder Vergrößerung.

Anfertigung von Diapositiven

in jeder Größe.

Neun Modelle
zur Erläuterung der Tektonik

für den geologischen Unterricht nach
Prof. Dr. G. Steinmanns „Geologische Probleme des Alpengebirges“
konstruiert von Dr. K. Stamm.

Jedes Modell stellt einen Ausschnitt dar aus einem Gebiet, wo die darzustellende Phase der Gebirgsbildung besonders gut entwickelt ist. Was man in der Natur direkt beobachten kann, ist die Oberfläche des Reliefs Die Seitenprofile geben an, wie man sich die Fortsetzung der Schichten unterirdisch denken muß, und die abnehmbare Kappe repräsentiert jene Teile, die nach der Auffaltung des Gebirges durch Erosion usw. fortgeführt worden sind.

Die Modelle sind mit Stativen versehen, die es ermöglichen. die beiden Teile übereinander im richtigen Zusammenhang aufzustellen.

No. 1. **Horizontale Lagerung-Diskordanz**; 51 × 16 × 17 cm bei aufliegender Kappe.
„ 2. **Einfache Antiklinale und Synklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 3. **Kofferfalte** (Weißensteinkette im Schweizer Jura, nach Gerth); 51 × 16 × 25 cm bei aufliegender Kappe.
„ 4. **Gewölbeeinbruch-Verwerfung** (Val de Travers im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 24 bei aufliegender Kappe.
„ 5. **Liegende Antiklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 20 cm bei aufliegender Kappe.
„ 6. **Überschobene Antiklinale mit ausgequetschtem Mittelschenkel** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 26 × 22 cm bei aufliegender Kappe.
„ 7. **Schema zweier übereinander liegender Decken** (nach Lugeon); 61 × 33 × 18 cm bei aufliegender Kappe.
„ 8. **Klippen** (Iberger Klippen nach Quereau); 61 × 33 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 9. **Fenster** (Unterengadin, nach Paulcke); 61 × 33 × 17 bei aufliegender Kappe.

No. 1—6 je ℳ 45.—, 7—9 je ℳ 80.—. Die vollständige Sammlung von 9 Modellen nach vorstehender Aufstellung = ℳ 450.—. Eine ausführliche Beschreibung wird jeder Sammlung beigegeben.

Dr. F. KRANTZ

Rheinisches Mineralien-Kontor

Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833. **Bonn a. Rhein.** Gegr. 1833.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.
Druck von C. Grüninger. K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg. in Breslau. in Berlin.

1913. No. 9.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1913.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Dieser Nummer ist beigefügt ein Prospekt der Firma **Theodor Steinkopff**, Verlagsbuchhandlung, **Dresden**, betreffend **Liesegang, Geologische Diffusionen.**

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Seite

van der Veen, A. L. W. E.: Die Beweglichkeit des Silbers in Zinnobererde 257

Lazarević, M.: Zu Tućan's „Bauxitfrage“ 258

Wulff, Georg: Grundlagen der Kristallröntgenogrammetrie. Mit 2 Textfiguren 260

Kaemmerer, Paul: Weitere Studien über die Struktur des Meteoreisens von Carthage (Tennessee). Mit 6 Textfiguren 261

Quiring, H.: Eifeldolomit und alttriadische Verebnung 269

Spengler, E.: Einige Bemerkungen zu E. Haug: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales, 3 ème partie, le Salzkammergut 272

Andert, Hermann: *Inoceramus inconstans* Woods und verwandte Arten. Mit 2 Textfiguren. (Schluß folgt.) 278

Besprechungen.

Cohen, Ernst: Jacobus Henricus van't Hoff. Sein Leben und Wirken 285

van't Hoff, J. H.: Untersuchungen über die Bildungsverhältnisse der ozeanischen Salzablagerungen, insbesondere des Staßfurter Salzlagers 286

Lienau, Detlev: Die Entstehung der Ackerböden, erläutert an den geologisch-agronomischen Verhältnissen in der Provinz Sachsen, im Herzogtum Anhalt und in den Thüringischen Staaten 287

Brauns, R.: Mineralogie 288

Berichtigung 288

Personalia 288

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, in Stuttgart.

In kurzem erscheint die 8. (Schluß-)Lieferung von:

Die diluviale Vorzeit Deutschlands

Unter Mitwirkung von E. Koken und A. Schliz, herausgegeben von **R. R. Schmidt.**

I. Archäologischer Teil von R. R. Schmidt.
Die diluvialen Kulturen Deutschlands.

II. Geologischer Teil von Ernst Koken.
Die Geologie und Tierwelt der paläolithischen Kulturstätten Deutschlands.

III. Anthropologischer Teil von A. Schliz.
Die diluvialen Menschenreste Deutschlands.

IV. Chronologische Zusammenfassung.

gr. 4°. ca. 300 Seiten mit 47 Tafeln und vielen Textfiguren.

In 8 Lfgen. à Mk. **10.—**. Nach Abschluß des Werkes wird der Preis erhöht.

Ein für die Erforschung der Kulturanfänge in Deutschland ——— hochbedeutsames, unentbehrliches Werk. ———

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg. in Breslau. in Berlin.

1913. No. 10.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1913.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Dieser Nummer ist beigefügt ein Prospekt der Verlagsbuchhandlung Gebr. Borntträger. Berlin, betreffend Boeke. Gnomonische Projektion etc.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Seite

Deecke, W.: Georg Böhm † 289

Andert, Hermann: *Inoceramus inconstans* Woods und verwandte Arten. Mit 2 Textfiguren. (Schluß.) 295

Heritsch, Franz: *Melongena Deschmanni* R. Hoernes — *Melongena Rotkyana* J. Knett 303

Baumhauer, H.: Ueber die goniometrischen Verhältnisse, Aetzerscheinungen und Symmetrie des Natroliths. Mit 7 Textfiguren 304

Stremme, H.: Ueber das Verhalten des Cimolits vor dem Lötrohr mit Kobaltsolution. Entgegnung an St. J. Thugutt 313

Besprechungen.

Rinne, F.: Elementare Anleitung zu kristallographisch-optischen Untersuchungen vornehmlich mit Hilfe des Polarisationsmikroskops 318

Dreher, O.: Das Färben des Achats 319

Lewis, J. Volney: Determinative Mineralogy with Tables for the Determination of Minerals by Means of their Chemical and Physical Characters 320

Berichtigung 320

Personalia 320

An die Herren Mitarbeiter.

Hierdurch bitten wir, die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten:

1. **Kristallographie, Mineralphysik, Mineralchemie, Einzelne Mineralien, Vorkommen von Mineralien, Meteoriten** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Max Bauer, Marburg a. L.** (Hessen-Nassau);
2. **Allgemeine Geologie, Dynamische Geologie, Experimentelle Geologie, Radioaktivität, Gesteinsbildende Mineralien, Petrographie, Lagerstätten nutzbarer Mineralien** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Th. Liebisch, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43**;
3. **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** an Herrn Prof. Dr. **Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38** gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg. in Breslau. in Berlin.

1913. No. 11.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1913.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Dieser Nummer ist beigefügt ein Prospekt der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, in Stuttgart betreffend R. R. Schmidt, Tafelbild der Schädelbestattungen der Ofnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc. Seite

Boeke, H. E: Bemerkung über die Theorie von J. Johnston bezüglich des Verhaltens fester Stoffe unter ungleichförmigem Druck 321

Goldschmidt, V. M., J. Rekstad, Th. Vogt: Zu Herrn Joh. Koenigsberger's geologischen Mitteilungen über Norwegen . 324

Nacken, R.: Vergleich der optischen und der thermischen Methode zur Bestimmung von Schmelztemperaturen. Mit 2 Textfiguren 328

Stahl, W.: Pisolithe. Mit 1 Textfigur 337

Renz, Carl und Fritz Frech: Beiträge zur Geologie von Hellas und der angrenzenden Gebiete. 20. Carl Renz: Geologische Studien im Artemisiongebirge (Grenze von Arkadien und Argolis) 338

Marées, Friedrich v.: Jura und Kreide in der Umgegend von Sarstedt. Mit einer geologischen Skizze 346

Schroeder, Henry: Das Vorkommen der Gattung *Lophiodon* in der Braunkohle Sachsens 351

Besprechungen.

Farrell, J. H.: Practical Field Geology, including a Guide to the Sight Recognition of One Hundred Twenty Common or Important Minerals by Professor A. J. Moses 352

Gunther, C. Godfrey: The Examination of Prospects 352

Personalia 352

Chemisches Laboratorium

von

Professor Dr. M. Dittrich

Heidelberg Brunnengasse 14

Mineral-, Erz- und Gesteinsuntersuchungen. — Quell- und Mineralwasseranalysen. — Untersuchungen auf Radioaktivität. — Chemische Praktica, unter besonderer Berücksichtigung der Mineralogen und Geologen, auch in den Universitätsferien.

Prospekte auf Verlangen.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, in Stuttgart.

Deutschlands Steinkohlenfelder und Steinkohlenvorräte

von

Prof. Dr. Fritz Frech, Breslau.

gr. 8°. 165 Seiten mit 7 Karten und Profilen, sowie 18 Textfiguren.

Preis Mk. 16.—.

Ein für alle Fachgelehrten und Fachbibliotheken des In- und Auslandes hochbedeutsames, unentbehrliches Werk.

15. Juni 1913.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg. in Breslau. in Berlin.

1913. No. 12.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1913.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Dieser Nummer ist beigefügt ein Prospekt der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung. Nägele & Dr. Sproesser. in Stuttgart betreffend R. R. Schmidt, Die diluviale Vorzeit Deutschlands.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Seite

Laubmann, H.: Ueber Pseudomorphosen von Quarz nach Kalkspat aus den Flußspatgängen am Wölsenberg in der Oberpfalz . . 353

Wetzel, W.: Untersuchungen über das Verhältnis von Chalcedon und Quarzin zu Quarz 356

Soellner, J.: Ueber Leucitnephelintinguaitporphyr aus dem Kaiserstuhl 367

Rack, G.: Ueber das gegenseitige Verhalten des Zinnchlorürs und der Chloride des Kaliums und Natriums beim Kristallisieren aus dem Schmelzfluß. Mit 2 Textfiguren 373

Friedländer, Immanuel: Ueber vulkanische Erscheinungen am Aetna und in Japan 379

Teppner, Wilfried: *Testudo Riedli* R. Hoernes. Mit 1 Textfigur 381

Miscellanea 384

Personalia 384

An die Herren Mitarbeiter.

Hierdurch bitten wir, die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten:

1. **Kristallographie, Mineralphysik, Mineralchemie, Einzelne Mineralien, Vorkommen von Mineralien, Meteoriten** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Max Bauer, Marburg a. L.** (Hessen-Nassau);
2. **Allgemeine Geologie, Dynamische Geologie, Experimentelle Geologie, Radioaktivität, Gesteinsbildende Mineralien, Petrographie, Lagerstätten nutzbarer Mineralien** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Th. Liebisch, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43**;
3. **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** an Herrn Prof. Dr. **Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38** gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

☞ **Korrekturkosten, die das übliche Maß überschreiten, sind wir leider genötigt, den Herrn Verfassern in Anrechnung zu bringen.**

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

R. FUESS,

mechanisch-optische Werkstätten,

Abteilung I,

Steglitz-Berlin.

Preise: Mikroskop IVc inkl. Okular No. 2, Mikrometer Okular No. 4 und den Objektiven No. 0 und 6, inkl. Schrank . . . . . Mk. 210.—. Gelenk zur Schiefestellung des Mikroskopes erhöht den Preis um Mk. 10.—. Vergrößerungen mit vorgenannten Objektiven und Okularen + 30 bis + 200.

Mikroskope für petrographische und mineralogische Studien.

Goniometer aller Art.

Polarisations- und Achsenwinkel-apparate.

Refraktometer.

Schleif- u. Schneide-maschinen.

Nebenstehende Abbildung zeigt ein neues einfaches

Mikroskop IVc

für petrographische Arbeiten.

Mikroskop IVc dürfte unter den gleichartigen einfachen Mikroskopen das billigste und brauchbarste auf dem Markte sein.

COMPTOIR GÉOLOGIQUE & MINÉRALOGIQUE

ALEXANDRE STUER

4, RUE DE CASTELLANE, PARIS.

M. A. STUER s'occupe de tout ce qui a trait à la Géologie, à la Minéralogie et à l'Archéologie préhistorique

Collections soignées pour l'enseignement fournitures spéciales pour musées et facultés. Fossiles européens — Roches typiques, Minéraux de tous pays — Météorites — Pierres précieuses, Achat de collections et de bibliothèques géologiques et minéralogiques — Analyses Déterminations d'échantillons de minéraux et de fossiles Recherches et renseignements scientifiques, Instruments de prospections et d'explorations lointaines — Appareils portatifs de sondages. Nécessaires de minéralogie: En un mot, tous instruments ayant trait à la géologie et à la minéralogie, au point de vue scientifique ou industriel à la récolte des échantillons et à leur rangement en collection expertise de pierres précieuses

Méthode & Instruments pour la séparation des éléments des roches. Enrichissement des minerais, reconnaissance et détermination des pierres précieuses par les **Liqueurs denses. — Liqueurs denses.**

Neun Modelle
zur Erläuterung der Tektonik
für den geologischen Unterricht nach
Prof. Dr. G. Steinmanns „Geologische Probleme des Alpengebirges“
konstruiert von Dr. K. Stamm.

Jedes Modell stellt einen Ausschnitt dar aus einem Gebiet, wo die darzustellende Phase der Gebirgsbildung besonders gut entwickelt ist. Was man in der Natur direkt beobachten kann, ist die Oberfläche des Reliefs. Die Seitenprofile geben an, wie man sich die Fortsetzung der Schichten unterirdisch denken muß, und die abnehmbare Kappe repräsentiert jene Teile, die nach der Auffaltung des Gebirges durch Erosion usw. fortgeführt worden sind.

Die Modelle sind mit Stativen versehen, die es ermöglichen, die beiden Teile übereinander im richtigen Zusammenhang aufzustellen.

No. 1. **Horizontale Lagerung-Diskordanz**; 51 × 16 × 17 cm bei aufliegender Kappe.
„ 2. **Einfache Antiklinale und Synklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 3. **Kofferfalte** (Weißensteinkette im Schweizer Jura, nach Gerth); 51 × 16 × 25 cm bei aufliegender Kappe.
„ 4. **Gewölbeeinbruch-Verwerfung** (Val de Travers im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 24 bei aufliegender Kappe.
„ 5. **Liegende Antiklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 20 cm bei aufliegender Kappe.
„ 6. **Überschobene Antiklinale mit ausgequetschtem Mittelschenkel** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 26 × 22 cm bei aufliegender Kappe.
„ 7. **Schema zweier übereinander liegender Decken** (nach Lugeon); 61 × 33 × 18 cm bei aufliegender Kappe.
„ 8. **Klippen** (Iberger Klippen nach Quereau); 61 × 33 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 9. **Fenster** (Unterengadin, nach Paulcke); 61 × 33 × 17 bei aufliegender Kappe.

No. 1—6 je ℳ 45.—, 7—9 je ℳ 80.—. Die vollständige Sammlung von 9 Modellen nach vorstehender Aufstellung = ℳ 450.—. Eine ausführliche Beschreibung wird jeder Sammlung beigegeben.

DR. F. KRANTZ
Rheinisches Mineralien-Kontor
Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833. **Bonn a. Rhein.** Gegr. 1833.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Voigt & Hochgesang ✱ Göttingen

Fabrikation von Dünnschliffen

von

Gesteinen: Preis im Durchschnitt Mk. 1.10 Nur für besonders schwierig zu bearbeitendes Material tritt ein geringer Preisaufschlag ein.

Unerreichte Qualität, Dünne 0,02 mm.

Kristalle: Genau orientierte Schliffe. Preis Mk. 1.30—1.50.

Kristallpräparate

für sämtliche mineralogischen Untersuchungen in tadelloser Ausführung zu angemessenen Preisen.

☞ **Neu erschienen:** ☜

Sammlung von 124 Dünnschliffen gesteinsbildender Mineralien,

zusammengestellt von Geheimrat Prof. Dr. F. Rinne, Leipzig.

Preis 200 Mark.

Diese Sammlung ist sehr übersichtlich geordnet und enthält manche Neuerungen, so besonders Salze.

Verzeichnis auf Wunsch.

Anfertigung von Mikrophotographien

im einfachen u. polarisiertem Licht in jeder Vergrößerung.

Zu unseren Aufnahmen verwenden wir nur Objektive erster Firmen, wir liefern daher vollkommen einwandsfreie erstklassige Bilder.

Preise gering.

Aufnahmen von Naturobjekten

in natürl. Größe oder in jeder Vergrößerung.

Anfertigung von Diapositiven

in jeder Größe.

Neun Modelle
zur Erläuterung der Tektonik

für den geologischen Unterricht nach
Prof. Dr. G. Steinmanns „Geologische Probleme des Alpengebirges“
konstruiert von Dr. K. Stamm.

Jedes Modell stellt einen Ausschnitt dar aus einem Gebiet, wo die darzustellende Phase der Gebirgsbildung besonders gut entwickelt ist. Was man in der Natur direkt beobachten kann, ist die Oberfläche des Reliefs. Die Seitenprofile geben an, wie man sich die Fortsetzung der Schichten unterirdisch denken muß, und die abnehmbare Kappe repräsentiert jene Teile, die nach der Auffaltung des Gebirges durch Erosion usw. fortgeführt worden sind.

Die Modelle sind mit Stativen versehen, die es ermöglichen, die beiden Teile übereinander im richtigen Zusammenhang aufzustellen.

No. 1. **Horizontale Lagerung-Diskordanz**; 51 × 16 × 17 cm bei aufliegender Kappe.
„ 2. **Einfache Antiklinale und Synklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 3. **Kofferfalte** (Weißensteinkette im Schweizer Jura, nach Gerth); 51 × 16 × 25 cm bei aufliegender Kappe.
„ 4. **Gewölbeeinbruch-Verwerfung** (Val de Travers im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 24 bei aufliegender Kappe.
„ 5. **Liegende Antiklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 20 cm bei aufliegender Kappe.
„ 6. **Überschobene Antiklinale mit ausgequetschtem Mittelschenkel** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 26 × 22 cm bei aufliegender Kappe.
„ 7. **Schema zweier übereinander liegender Decken** (nach Lugeon); 61 × 33 × 18 cm bei aufliegender Kappe.
„ 8. **Klippen** (Iberger Klippen nach Quereau); 61 × 33 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 9. **Fenster** (Unterengadin, nach Paulcke); 61 × 33 × 17 bei aufliegender Kappe.

No. 1—6 je ℳ 45.—, 7—9 je ℳ 80.—. Die vollständige Sammlung von 9 Modellen nach vorstehender Aufstellung = ℳ 450.—. Eine ausführliche Beschreibung wird jeder Sammlung beigegeben.

Dr. F. KRANTZ

Rheinisches Mineralien-Kontor

Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833. **Bonn a. Rhein.** Gegr. 1833.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Voigt & Hochgesang ✽ Göttingen

Fabrikation von Dünnschliffen

von

Gesteinen: Preis im Durchschnitt Mk. 1.10 Nur für besonders schwierig zu bearbeitendes Material tritt ein geringer Preisaufschlag ein.

Unerreichte Qualität, Dünne 0,02 mm.

Kristalle: Genau orientierte Schliffe. Preis Mk. 1.30—1.50.

Kristallpräparate

für sämtliche mineralogischen Untersuchungen in tadelloser Ausführung zu angemessenen Preisen.

☞ **Neu erschienen:** ☜

Sammlung von 124 Dünnschliffen gesteinsbildender Mineralien,

zusammengestellt von Geheimrat Prof. Dr. F. Rinne, Leipzig.

Preis 200 Mark.

Diese Sammlung ist sehr übersichtlich geordnet und enthält manche Neuerungen, so besonders Salze.

Verzeichnis auf Wunsch.

Anfertigung von Mikrophotographien

im einfachen u. polarisiertem Licht in jeder Vergrößerung.

Zu unseren Aufnahmen verwenden wir nur Objektive erster Firmen, wir liefern daher vollkommen einwandsfreie erstklassige Bilder.

Preise gering.

Aufnahmen von Naturobjekten

in natürl. Größe oder in jeder Vergrößerung.

Anfertigung von Diapositiven

in jeder Größe.

Neun Modelle
zur Erläuterung der Tektonik

für den geologischen Unterricht nach
Prof. Dr. G. Steinmanns „Geologische Probleme des Alpengebirges“
konstruiert von Dr. K. Stamm.

Jedes Modell stellt einen Ausschnitt dar aus einem Gebiet, wo die darzustellende Phase der Gebirgsbildung besonders gut entwickelt ist. Was man in der Natur direkt beobachten kann, ist die Oberfläche des Reliefs. Die Seitenprofile geben an, wie man sich die Fortsetzung der Schichten unterirdisch denken muß, und die abnehmbare Kappe repräsentiert jene Teile, die nach der Auffaltung des Gebirges durch Erosion usw. fortgeführt worden sind.

Die Modelle sind mit Stativen versehen, die es ermöglichen, die beiden Teile übereinander im richtigen Zusammenhang aufzustellen.

No. 1. **Horizontale Lagerung-Diskordanz**; 51 × 16 × 17 cm bei aufliegender Kappe.
„ 2. **Einfache Antiklinale und Synklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 3. **Kofferfalte** (Weißensteinkette im Schweizer Jura, nach Gerth); 51 × 16 × 25 cm bei aufliegender Kappe.
„ 4. **Gewölbeeinbruch-Verwerfung** (Val de Travers im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 24 bei aufliegender Kappe.
„ 5. **Liegende Antiklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 20 cm bei aufliegender Kappe.
„ 6. **Überschobene Antiklinale mit ausgequetschtem Mittelschenkel** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 26 × 22 cm bei aufliegender Kappe.
„ 7. **Schema zweier übereinander liegender Decken** (nach Lugeon); 61 × 33 × 18 cm bei aufliegender Kappe.
„ 8. **Klippen** (Iberger Klippen nach Quereau); 61 × 33 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 9. **Fenster** (Unterengadin, nach Paulcke); 61 × 33 × 17 bei aufliegender Kappe.

No. 1—6 je ℳ 45.—, 7—9 je ℳ 80.—. Die vollständige Sammlung von 9 Modellen nach vorstehender Aufstellung = ℳ 450.—. Eine ausführliche Beschreibung wird jeder Sammlung beigegeben.

Dünnschliffe

von eingesandtem Material werden sorgfältig und pünktlich hergestellt bis zur üblichen Dünne von 0,02 mm und darunter zum durchschnittlichen Preise von ℳ 1.10 für den Schliff.

Dr. F. KRANTZ

Rheinisches Mineralien-Kontor

Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833. **Bonn a. Rhein.** Gegr. 1833.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Voigt & Hochgesang ✻ Göttingen

Fabrikation von Dünnschliffen

von

Gesteinen: Preis im Durchschnitt Mk. 1.10 Nur für besonders schwierig zu bearbeitendes Material tritt ein geringer Preisaufschlag ein.

Unerreichte Qualität, Dünne 0,02 mm.

Kristalle: Genau orientierte Schliffe. Preis Mk. 1.30—1.50.

Kristallpräparate

für sämtliche mineralogischen Untersuchungen in tadelloser Ausführung zu angemessenen Preisen.

☞ Neu erschienen: ☜

Sammlung von 124 Dünnschliffen gesteinsbildender Mineralien,

zusammengestellt von Geheimrat Prof. Dr. F. Rinne, Leipzig.

Preis 200 Mark.

Diese Sammlung ist sehr übersichtlich geordnet und enthält manche Neuerungen, so besonders Salze.

Verzeichnis auf Wunsch.

Anfertigung von Mikrophotographien

im einfachen u. polarisiertem Licht in jeder Vergrößerung.

Zu unseren Aufnahmen verwenden wir nur Objektive erster Firmen, wir liefern daher vollkommen einwandsfreie erstklassige Bilder.

Preise gering.

Aufnahmen von Naturobjekten

in natürl. Größe oder in jeder Vergrößerung.

Anfertigung von Diapositiven

in jeder Größe.

Neun Modelle
zur Erläuterung der Tektonik
für den geologischen Unterricht nach
Prof. Dr. G. Steinmanns „Geologische Probleme des Alpengebirges“
konstruiert von Dr. K. Stamm.

Jedes Modell stellt einen Ausschnitt dar aus einem Gebiet, wo die darzustellende Phase der Gebirgsbildung besonders gut entwickelt ist. Was man in der Natur direkt beobachten kann, ist die Oberfläche des Reliefs. Die Seitenprofile geben an, wie man sich die Fortsetzung der Schichten unterirdisch denken muß, und die abnehmbare Kappe repräsentiert jene Teile, die nach der Auffaltung des Gebirges durch Erosion usw. fortgeführt worden sind.

Die Modelle sind mit Stativen versehen, die es ermöglichen, die beiden Teile übereinander im richtigen Zusammenhang aufzustellen.

No. 1. **Horizontale Lagerung-Diskordanz**; 51 × 16 × 17 cm bei aufliegender Kappe.
„ 2. **Einfache Antiklinale und Synklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 3. **Kofferfalte** (Weißensteinkette im Schweizer Jura, nach Gerth); 51 × 16 × 25 cm bei aufliegender Kappe.
„ 4. **Gewölbeeinbruch-Verwerfung** (Val de Travers im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 24 bei aufliegender Kappe.
„ 5. **Liegende Antiklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 20 cm bei aufliegender Kappe.
„ 6. **Überschobene Antiklinale mit ausgequetschtem Mittelschenkel** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 26 × 22 cm bei aufliegender Kappe.
„ 7. **Schema zweier übereinander liegender Decken** (nach Lugeon); 61 × 33 × 18 cm bei aufliegender Kappe.
„ 8. **Klippen** (Iberger Klippen nach Quereau); 61 × 33 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 9. **Fenster** (Unterengadin, nach Paulcke); 61 × 33 × 17 bei aufliegender Kappe.

No. 1—6 je ℳ 45.—, 7—9 je ℳ 80.—. Die vollständige Sammlung von 9 Modellen nach vorstehender Aufstellung = ℳ 450.—. Eine ausführliche Beschreibung wird jeder Sammlung beigegeben.

Dünnschliffe

von eingesandtem Material werden sorgfältig und pünktlich hergestellt bis zur üblichen Dünne von 0,02 mm und darunter zum durchschnittlichen Preise von ℳ 1.10 für den Schliff.

D^R. F. KRANTZ
Rheinisches Mineralien-Kontor
Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833. **Bonn a. Rhein.** Gegr. 1833.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg. in Breslau. in Berlin.

1913. No. 13.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1913.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Dieser Nummer ist beigefügt ein Prospekt der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, in Stuttgart betreffend Zittel's Paläontologische Wandtafeln. II. Serie: Fossile Pflanzen.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Seite

Kraus, E. H. und C. W. Cook: Die Kristallformen des Jodyrits von Tonopah, Nevada 385

Tućan, Fran: Zu Tućan's „Bauxitfrage" 387

Berek, M.: Zur Messung der Doppelbrechung hauptsächlich mit Hilfe des Polarisationsmikroskops. Mit 7 Textfiguren. (Fortsetzung folgt.) 388

Zimmermann, Ernst: Die Culmfauna von Hagen i. W. Einige Bemerkungen zu dem gleichlautenden Aufsatz des Herrn Nebe 397

Meyer, Hermann L. F.: Kalkalgen im Wellenkalk der Rhön . . 402

Gaál, St. v.: Kurze Antwort auf den Pával'schen (?) Artikel (Sarmatischer Dacittuff etc.) 405

Neue Instrumente und Beobachtungsmethoden.

Korreng, E.: Ueber die Herstellung von Dünnschliffen und Dauerpräparaten aus salzartigen, aus dem Schmelzfluß kristallisierten Stoffen 408

Versammlungen und Sitzungsberichte 412

Besprechungen.

Beckenkamp, J.: Statische und kinetische Kristalltheorien. Erster Teil: Geometrische Eigenschaften der Kristalle und deren Veranschaulichung durch geometrische Strukturbilder 413

Personalia 416

An die Herren Mitarbeiter.

Hierdurch bitten wir, die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten:

1. **Kristallographie, Mineralphysik, Mineralchemie, Einzelne Mineralien, Vorkommen von Mineralien, Meteoriten** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Max Bauer, Marburg a. L.** (Hessen-Nassau);
2. **Allgemeine Geologie, Dynamische Geologie, Experimentelle Geologie, Radioaktivität, Gesteinsbildende Mineralien, Petrographie, Lagerstätten nutzbarer Mineralien** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Th. Liebisch, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43**;
3. **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** an Herrn Prof. Dr. **Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38** gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

☞ **Korrekturkosten, die das übliche Maß überschreiten, sind wir leider genötigt, den Herrn Verfassern in Anrechnung zu bringen.**

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg. in Breslau. in Berlin.

1913. No. 14.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1913.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Dieser Nummer ist beigefügt ein Prospekt der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, in Stuttgart, betreffend Bräuhäuser, Die Bodenschätze Württembergs.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc. Seite

Uhlig, J.: Ueber das Löslichkeitsschema KCl, $MgCl_2$ und Wasser (Carnallitschema) bei 50°. Mit 1 Textfigur 417
Rosický, V. und St. J. Thugutt: Epidesmin, ein neuer Zeolith 422
Berek, M.: Zur Messung der Doppelbrechung hauptsächlich mit Hilfe des Polarisationsmikroskops. Mit 7 Textfiguren. (Fortsetzung.) 427
Wilckens, Otto: Zur Benennung der alpinen Ueberschiebungsdecken 435
Schöndorf, Fr.: Ueber positive Strandverschiebungen im Oberen Jura des südöstlichen Deisters 438
Miscellanea 448
Personalia 448

An die Herren Mitarbeiter.

Hierdurch bitten wir, die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten:

1. **Kristallographie, Mineralphysik, Mineralchemie, Einzelne Mineralien, Vorkommen von Mineralien, Meteoriten** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Max Bauer, Marburg a. L.** (Hessen-Nassau);
2. **Allgemeine Geologie, Dynamische Geologie, Experimentelle Geologie, Radioaktivität, Gesteinsbildende Mineralien, Petrographie, Lagerstätten nutzbarer Mineralien** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Th. Liebisch, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43**;
3. **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** an Herrn Prof. Dr. **Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38** gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

☞ **Korrekturkosten, die das übliche Maß überschreiten, sind wir leider genötigt, den Herrn Verfassern in Anrechnung zu bringen.**

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg. in Breslau. in Berlin.

1913. No. 15.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1913.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Dieser Nummer ist beigefügt ein Prospekt der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, in Stuttgart, betreffend G. Hoffmann, Stratigraphie und Ammonitenfauna des Unteren Dogger in Sehnde bei Hannover.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Seite

Erdmannsdörffer, O. H.: Ueber Koenenit von Sarstedt. Mit 1 Textfigur 449

Kittl, Erwin: Beobachtungen an geschmolzenem Bronzit. Mit 1 Textfigur 450

Wichmann, Arth.: Ueber sogen. Pisolithe aus dem Mansfelder Flözgebirge 457

Beger, P. J.: Lamprophyre im Lausitzer Granitmassiv 457

Berek, M.: Zur Messung der Doppelbrechung hauptsächlich mit Hilfe des Polarisationsmikroskops. Mit 7 Textfiguren. (Schluß.) . . 464

Hoffmann, Guido: Vergleich des unteren Dogger im Schwäbischen Jura mit dem von Hannover. Mit 1 Textfigur 470

Freudenberg, W.: *Elephas primigenius Fraasi* Dietrich und die schwäbische Hochterrasse 475

Huene, Friedrich von: Ad notam 480

An die Herren Mitarbeiter.

Hierdurch bitten wir, die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten:

1. **Kristallographie, Mineralphysik, Mineralchemie, Einzelne Mineralien, Vorkommen von Mineralien, Meteoriten** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Max Bauer, Marburg a. L.** (Hessen-Nassau);
2. **Allgemeine Geologie, Dynamische Geologie, Experimentelle Geologie, Radioaktivität, Gesteinsbildende Mineralien, Petrographie, Lagerstätten nutzbarer Mineralien** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Th. Liebisch, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43**;
3. **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** an Herrn Prof. Dr. **Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38** gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

☞ **Korrekturkosten, die das übliche Maß überschreiten, sind wir leider genötigt, den Herrn Verfassern in Anrechnung zu bringen.**

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

15. August 1913.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg. in Breslau. in Berlin.

1913. No. 16.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1913.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc. Seite

Osann, A.: Petrochemische Untersuchungen. I. Teil. Mit 4 Textfiguren 481

Doss, Bruno: Das Vorkommen von freiem Schwefel in Sapropelen 490

Tućan, Fran: Bauxit in neuem Licht 495

Hoel, Adolf: Notiz zu K. Schneider: „Die vulkanischen Erscheinungen der Erde“ 498

Deecke, W.: Paläontologische Betrachtungen. III. Ueber Echinoiden. (Schluß folgt.) 498

Horn, Max: Vorläufige Mitteilung über den ladinischen Knollenkalkkomplex der Südalpen 508

Besprechungen.

Sigmund, Alois: Die mineralogische Abteilung 512

Personalia 512

An die Herren Mitarbeiter.

Hierdurch bitten wir, die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten:

1. **Kristallographie, Mineralphysik, Mineralchemie, Einzelne Mineralien, Vorkommen von Mineralien, Meteoriten** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Max Bauer, Marburg a. L.** (Hessen-Nassau);
2. **Allgemeine Geologie, Dynamische Geologie, Experimentelle Geologie, Radioaktivität, Gesteinsbildende Mineralien, Petrographie, Lagerstätten nutzbarer Mineralien** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Th. Liebisch, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43**;
3. **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** an Herrn Prof. Dr. **Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38** gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

☞ **Korrekturkosten, die das übliche Maß überschreiten, sind wir leider genötigt, den Herrn Verfassern in Anrechnung zu bringen.**

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

Voigt & Hochgesang ✻ Göttingen

Fabrikation von Dünnschliffen

von

Gesteinen: Preis im Durchschnitt Mk. 1.10 Nur für besonders schwierig zu bearbeitendes Material tritt ein geringer Preisaufschlag ein.

Unerreichte Qualität, Dünne 0,02 mm.

Kristalle: Genau orientierte Schliffe. Preis Mk. 1.30—1.50.

Kristallpräparate

für sämtliche mineralogischen Untersuchungen in tadelloser Ausführung zu angemessenen Preisen.

☞ Neu erschienen: ☜

Sammlung von 124 Dünnschliffen gesteinsbildender Mineralien,

zusammengestellt von Geheimrat Prof. Dr. F. Rinne, Leipzig.

Preis 200 Mark.

Diese Sammlung ist sehr übersichtlich geordnet und enthält manche Neuerungen, so besonders Salze.

Verzeichnis auf Wunsch.

Anfertigung von Mikrophotographien

im einfachen u. polarisiertem Licht in jeder Vergrößerung.

Zu unseren Aufnahmen verwenden wir nur Objektive erster Firmen, wir liefern daher vollkommen einwandsfreie erstklassige Bilder.

Preise gering.

Aufnahmen von Naturobjekten

in natürl. Größe oder in jeder Vergrößerung.

Anfertigung von Diapositiven

in jeder Größe.

Neun Modelle
zur Erläuterung der Tektonik
für den geologischen Unterricht nach
Prof. Dr. G. Steinmanns „Geologische Probleme des Alpengebirges“
konstruiert von Dr. K. Stamm.

Jedes Modell stellt einen Ausschnitt dar aus einem Gebiet, wo die darzustellende Phase der Gebirgsbildung besonders gut entwickelt ist. Was man in der Natur direkt beobachten kann, ist die Oberfläche des Reliefs. Die Seitenprofile geben an, wie man sich die Fortsetzung der Schichten unterirdisch denken muß, und die abnehmbare Kappe repräsentiert jene Teile, die nach der Auffaltung des Gebirges durch Erosion usw. fortgeführt worden sind.

Die Modelle sind mit Stativen versehen, die es ermöglichen, die beiden Teile übereinander im richtigen Zusammenhang aufzustellen.

No. 1. **Horizontale Lagerung-Diskordanz**; 51 × 16 × 17 cm bei aufliegender Kappe.
„ 2. **Einfache Antiklinale und Synklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 3. **Kofferfalte** (Weißensteinkette im Schweizer Jura, nach Gerth); 51 × 16 × 25 cm bei aufliegender Kappe.
„ 4. **Gewölbeeinbruch-Verwerfung** (Val de Travers im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 24 bei aufliegender Kappe.
„ 5. **Liegende Antiklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 20 cm bei aufliegender Kappe.
„ 6. **Überschobene Antiklinale mit ausgequetschtem Mittelschenkel** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 26 × 22 cm bei aufliegender Kappe.
„ 7. **Schema zweier übereinander liegender Decken** (nach Lugeon); 61 × 33 × 18 cm bei aufliegender Kappe.
„ 8. **Klippen** (Iberger Klippen nach Quereau); 61 × 33 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 9. **Fenster** (Unterengadin, nach Paulcke); 61 × 33 × 17 bei aufliegender Kappe.

No. 1—6 je ℳ 45.—, 7—9 je ℳ 80.—. Die vollständige Sammlung von 9 Modellen nach vorstehender Aufstellung = ℳ 450.—. Eine ausführliche Beschreibung wird jeder Sammlung beigegeben.

Dünnschliffe

von eingesandtem Material werden sorgfältig und pünktlich hergestellt bis zur üblichen Dünne von 0,02 mm und darunter zum durchschnittlichen Preise von ℳ 1.10 für den Schliff.

Dr. F. KRANTZ
Rheinisches Mineralien-Kontor
Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833. **Bonn a. Rhein.** Gegr. 1833.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart

Voigt & Hochgesang ✽ Göttingen

Fabrikation von Dünnschliffen

von

Gesteinen: Preis im Durchschnitt Mk. 1.10 Nur für besonders schwierig zu bearbeitendes Material tritt ein geringer Preisaufschlag ein.

Unerreichte Qualität, Dünne 0,02 mm.

Kristalle: Genau orientierte Schliffe. Preis Mk. 1.30—1.50.

Kristallpräparate

für sämtliche mineralogischen Untersuchungen in tadelloser Ausführung zu angemessenen Preisen.

☞ **Neu erschienen:** ☜

Sammlung von 124 Dünnschliffen gesteinsbildender Mineralien,

zusammengestellt von Geheimrat Prof. Dr. F. Rinne, Leipzig.

Preis 200 Mark.

Diese Sammlung ist sehr übersichtlich geordnet und enthält manche Neuerungen, so besonders Salze.

Verzeichnis auf Wunsch.

Anfertigung von Mikrophotographien

im einfachen u. polarisiertem Licht in jeder Vergrößerung.

Zu unseren Aufnahmen verwenden wir nur Objektive erster Firmen, wir liefern daher vollkommen einwandsfreie erstklassige Bilder.

Preise gering.

Aufnahmen von Naturobjekten

in natürl. Größe oder in jeder Vergrößerung.

Anfertigung von Diapositiven

in jeder Größe.

Neun Modelle
zur Erläuterung der Tektonik

für den geologischen Unterricht nach
Prof. Dr. G. Steinmanns „Geologische Probleme des Alpengebirges“
konstruiert von Dr. K. Stamm.

Jedes Modell stellt einen Ausschnitt dar aus einem Gebiet, wo die darzustellende Phase der Gebirgsbildung besonders gut entwickelt ist. Was man in der Natur direkt beobachten kann, ist die Oberfläche des Reliefs Die Seitenprofile geben an, wie man sich die Fortsetzung der Schichten unterirdisch denken muß, und die abnehmbare Kappe repräsentiert jene Teile, die nach der Auffaltung des Gebirges durch Erosion usw. fortgeführt worden sind.

Die Modelle sind mit Stativen versehen, die es ermöglichen, die beiden Teile übereinander im richtigen Zusammenhang aufzustellen.

No. 1. **Horizontale Lagerung-Diskordanz**; 51 × 16 × 17 cm bei aufliegender Kappe.
„ 2. **Einfache Antiklinale und Synklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 3. **Kofferfalte** (Weißensteinkette im Schweizer Jura, nach Gerth); 51 × 16 × 25 cm bei aufliegender Kappe.
„ 4. **Gewölbeeinbruch-Verwerfung** (Val de Travers im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 24 bei aufliegender Kappe.
„ 5. **Liegende Antiklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 20 cm bei aufliegender Kappe.
„ 6. **Überschobene Antiklinale mit ausgequetschtem Mittelschenkel** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 26 × 22 cm bei aufliegender Kappe.
„ 7. **Schema zweier übereinander liegender Decken** (nach Lugeon); 61 × 33 × 18 cm bei aufliegender Kappe.
„ 8. **Klippen** (Iberger Klippen nach Querean); 61 × 33 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 9. **Fenster** (Unterengadin, nach Paulcke); 61 × 33 × 17 bei aufliegender Kappe.

No. 1—6 je ℳ 45.—, 7—9 je ℳ 80.—. Die vollständige Sammlung von 9 Modellen nach vorstehender Aufstellung = ℳ 450.—. Eine ausführliche Beschreibung wird jeder Sammlung beigegeben.

Dünnschliffe

von eingesandtem Material werden sorgfältig und pünktlich hergestellt bis zur üblichen Dünne von 0,02 mm und darunter zum durchschnittlichen Preise von ℳ 1.10 für den Schliff.

Dr. F. KRANTZ
Rheinisches Mineralien-Kontor
Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833. **Bonn a. Rhein.** Gegr. 1833.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Voigt & Hochgesang ✿ Göttingen

Fabrikation von Dünnschliffen

von

Gesteinen: Preis im Durchschnitt Mk. 1.10 Nur für besonders schwierig zu bearbeitendes Material tritt ein geringer Preisaufschlag ein.

Unerreichte Qualität, Dünne 0,02 mm.

Kristalle: Genau orientierte Schliffe. Preis Mk. 1.30—1.50.

Kristallpräparate

für sämtliche mineralogischen Untersuchungen in tadelloser Ausführung zu angemessenen Preisen.

„Kollolith"

Neues Kitt- und Präpariermittel für mikroskopische Präparate.

Ersatz für Kanadabalsam.

Kollolith hart, Kollolith-Xylollösung, Kollolith-Chloroformlösung.

Preis pro Tube Mk. 1,25.

Brechungsexponent 1,5354 für Na-Licht bis 18° C.

Kollolith ist bei Zimmertemperatur schleifhart und ändert selbst nach wiederholtem Umschmelzen weder seinen Brechungsexponenten noch seine Härte.

Prospekte kostenlos!

Neun Modelle
zur Erläuterung der Tektonik
für den geologischen Unterricht nach
Prof. Dr. G. Steinmanns „Geologische Probleme des Alpengebirges"
konstruiert von Dr. K. Stamm.

Jedes Modell stellt einen Ausschnitt dar aus einem Gebiet, wo die darzustellende Phase der Gebirgsbildung besonders gut entwickelt ist. Was man in der Natur direkt beobachten kann, ist die Oberfläche des Reliefs. Die Seitenprofile geben an, wie man sich die Fortsetzung der Schichten unterirdisch denken muß, und die abnehmbare Kappe repräsentiert jene Teile, die nach der Auffaltung des Gebirges durch Erosion usw. fortgeführt worden sind.

Die Modelle sind mit Stativen versehen, die es ermöglichen, die beiden Teile übereinander im richtigen Zusammenhang aufzustellen.

No. 1. **Horizontale Lagerung-Diskordanz**; 51 × 16 × 17 cm bei aufliegender Kappe.
„ 2. **Einfache Antiklinale und Synklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 3. **Kofferfalte** (Weißensteinkette im Schweizer Jura, nach Gerth); 51 × 16 × 25 cm bei aufliegender Kappe.
„ 4. **Gewölbeeinbruch-Verwerfung** (Val de Travers im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 24 bei aufliegender Kappe.
„ 5. **Liegende Antiklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 20 cm bei aufliegender Kappe.
„ 6. **Überschobene Antiklinale mit ausgequetschtem Mittelschenkel** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 26 × 22 cm bei aufliegender Kappe.
„ 7. **Schema zweier übereinander liegender Decken** (nach Lugeon); 61 × 33 × 18 cm bei aufliegender Kappe.
„ 8. **Klippen** (Iberger Klippen nach Quereau); 61 × 33 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 9. **Fenster** (Unterengadin, nach Paulcke); 61 × 33 × 17 bei aufliegender Kappe.

No. 1—6 je ℳ 45.—, 7—9 je ℳ 80.—. Die vollständige Sammlung von 9 Modellen nach vorstehender Aufstellung = ℳ 450.—. Eine ausführliche Beschreibung wird jeder Sammlung beigegeben.

Dünnschliffe

von eingesandtem Material werden sorgfältig und pünktlich hergestellt bis zur üblichen Dünne von 0,02 mm und darunter zum durchschnittlichen Preise von ℳ 1.10 für den Schliff.

Dr. F. KRANTZ
Rheinisches Mineralien-Kontor
Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833. **Bonn a. Rhein.** Gegr. 1833.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Voigt & Hochgesang ✿ Göttingen

Fabrikation von Dünnschliffen

von

Gesteinen: Preis im Durchschnitt Mk. 1.10 Nur für besonders schwierig zu bearbeitendes Material tritt ein geringer Preisaufschlag ein.

Unerreichte Qualität, Dünne 0,02 mm.

Kristalle: Genau orientierte Schliffe. Preis Mk. 1.30—1.50.

Kristallpräparate

für sämtliche mineralogischen Untersuchungen in tadelloser Ausführung zu angemessenen Preisen.

„Kollolith"

Neues Kitt- und Präpariermittel für mikroskopische Präparate.

Ersatz für Kanadabalsam.

Kollolith hart, Kollolith-Xylollösung, Kollolith-Chloroformlösung.

Preis pro Tube Mk. 1,25.

Brechungsexponent 1,5354 für Na-Licht bis 18° C.

Kollolith ist bei Zimmertemperatur schleifhart und ändert selbst nach wiederholtem Umschmelzen weder seinen Brechungsexponenten noch seine Härte.

Prospekte kostenlos!

Neun Modelle
zur Erläuterung der Tektonik

für den geologischen Unterricht nach
Prof. Dr. G. Steinmanns „Geologische Probleme des Alpengebirges“
konstruiert von Dr. K. Stamm.

Jedes Modell stellt einen Ausschnitt dar aus einem Gebiet, wo die darzustellende Phase der Gebirgsbildung besonders gut entwickelt ist. Was man in der Natur direkt beobachten kann, ist die Oberfläche des Reliefs. Die Seitenprofile geben an, wie man sich die Fortsetzung der Schichten unterirdisch denken muß, und die abnehmbare Kappe repräsentiert jene Teile, die nach der Auffaltung des Gebirges durch Erosion usw. fortgeführt worden sind.

Die Modelle sind mit Stativen versehen, die es ermöglichen, die beiden Teile übereinander im richtigen Zusammenhang aufzustellen.

No. 1. **Horizontale Lagerung-Diskordanz**; 51×16×17 cm bei aufliegender Kappe.
„ 2. **Einfache Antiklinale und Synklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51×16×23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 3. **Kofferfalte** (Weißensteinkette im Schweizer Jura, nach Gerth); 51×16×25 cm bei aufliegender Kappe.
„ 4. **Gewölbeeinbruch-Verwerfung** (Val de Travers im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51×16×24 bei aufliegender Kappe.
„ 5. **Liegende Antiklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51×16×20 cm bei aufliegender Kappe.
„ 6. **Überschobene Antiklinale mit ausgequetschtem Mittelschenkel** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51×26×22 cm bei aufliegender Kappe.
„ 7. **Schema zweier übereinander liegender Decken** (nach Lugeon); 61×33×18 cm bei aufliegender Kappe.
„ 8. **Klippen** (Iberger Klippen nach Quereau); 61×33×23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 9. **Fenster** (Unterengadin, nach Paulcke); 61×33×17 hei aufliegender Kappe.

No. 1—6 je ℳ 45.—, 7—9 je ℳ 80.—. Die vollständige Sammlung von 9 Modellen nach vorstehender Aufstellung = ℳ 450.—. Eine ausführliche Beschreibung wird jeder Sammlung beigegeben.

Dünnschliffe

von eingesandtem Material werden sorgfältig und pünktlich hergestellt bis zur üblichen Dünne von 0,02 mm und darunter zum durchschnittlichen Preise von ℳ 1.10 für den Schliff.

Dr. F. KRANTZ
Rheinisches Mineralien-Kontor
Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833. **Bonn a. Rhein.** Gegr. 1833.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagshuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg. in Breslau. in Berlin.

1913. No. 17.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1913.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc. Seite

Leitmeier, H.: Bemerkungen über die Unterschiede in den Angaben von Schmelzpunkten der Silikate 513

Westphal, Otto: Beitrag zur Kenntnis der optischen Verhältnisse des Periklas. Mit 1 Textfigur 516

Wherry, Edgar T.: Zur Nomenklatur der Mineralvarietäten und Kolloidmineralien 518

Koenigsberger, Joh.: Antwort auf die Bemerkungen der Herren V. M. Goldschmidt, J. Rekstad, Th. Vogt 520

Deecke, W.: Paläontologische Betrachtungen. III. Ueber Echinoiden. (Schluß.) 526

Renz, Carl und Fritz Frech: Beiträge zur Geologie von Hellas und der angrenzenden Gebiete. 22. Carl Renz: Geologische Untersuchungen in Epirus 534

Wagner, Georg: Beiträge zur Kenntnis des oberen Hauptmuschelkalks in Elsaß-Lothringen. Mit einer Kartenskizze. (Schluß folgt.) 551

Neue Instrumente und Beobachtungsmethoden.

Leiss, C.: Mineralogisches Demonstrationsmikroskop mit Tischrevolver. Mit 2 Textfiguren 558

An die Herren Mitarbeiter.

Hierdurch bitten wir, die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt für Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten:

1. **Kristallographie, Mineralphysik, Mineralchemie, Einzelne Mineralien, Vorkommen von Mineralien, Meteoriten** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Max Bauer, Marburg a. L.** (Hessen-Nassau);
2. **Allgemeine Geologie, Dynamische Geologie, Experimentelle Geologie, Radioaktivität, Gesteinsbildende Mineralien, Petrographie, Lagerstätten nutzbarer Mineralien** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Th. Liebisch, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43**;
3. **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** an Herrn Prof. Dr. **Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38** gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

☞ **Korrekturkosten, die das übliche Maß überschreiten, sind wir leider genötigt, den Herrn Verfassern in Anrechnung zu bringen.**

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

15. September 1913.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg. in Breslau. in Berlin.

1913. No. 18.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1913.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc. Seite

Meyer, Erich: Die Diskordanz diluvialer Ablagerungen im Samland und im Fläming 561

Schwarz, M. v.: Zwei neue Modelle der Dichtebestimmungswage. Mit 1 Textfigur 565

Brouwer, H. A.: Neue Funde von Gesteinen der Alkalireihe auf Timor 570

Schwietring, Fr.: Bemerkungen zu den Untersuchungen von C. Viola über die Totalreflexion des Lichtes an einem Kristall 577

Berek, M.: Berichtigung und Nachtrag zu meiner Mitteilung „Zur Messung der Doppelbrechung usw.“ 580

Arrhenius, Svante: Widerlegung der physikalischen Einwände gegen die Kohlensäuretheorie 582

Wagner, Georg: Beiträge zur Kenntnis des oberen Hauptmuschelkalks in Elsaß-Lothringen. Mit einer Kartenskizze. (Schluß.) 584

Versammlungen und Sitzungsberichte 590

Besprechungen.

Rinne, F.: Allgemeine Kristallographie und Mineralogie 591

Linck, Gottlob: Grundriß der Kristallographie für Studierende und zum Selbstunterricht 592

Abderhalden, Emil: Fortschritte der naturwissenschaftlichen Forschung 592

Personalia 592

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, in Stuttgart.

Vor kurzem gelangte zum Abschluß:

Die diluviale Vorzeit Deutschlands

Unter Mitwirkung von E. Koken und A. Schliz, herausgegeben von **R. R. Schmidt.**

I. Archäologischer Teil von R. R. Schmidt.
Die diluvialen Kulturen Deutschlands.

II. Geologischer Teil von Ernst Koken.
Die Geologie und Tierwelt der paläolithischen Kulturstätten Deutschlands.

III. Anthropologischer Teil von A. Schliz.
Die diluvialen Menschenreste Deutschlands.

IV. Chronologische Zusammenfassung.

gr. 4°. 305 S. mit 47 Tafeln, mehreren Tabellen und vielen Textfiguren.

Preis in steifem Umschlag **Mk. 100.—**, in künstlerischem Einband **Mk. 108.—**.

„Ein für die Erforschung der Kulturanfänge in Deutschland hochbedeutsames, unentbehrliches Werk.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg. in Breslau. in Berlin.

1913. No. 19.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1913.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Seite

Backlund, Helge: Ueber chemische Veränderungen in mechanisch deformierten Gesteinen. (Schluß folgt.) 593

Lazarević, M.: Nochmals „Zu Tućan's Bauxitfrage“ 600

Doss, Bruno: Ueber die Herkunft des Naturgases auf der Insel Kokskär im Finnischen Meerbusen nebst Bemerkungen über die Entstehung der Insel 601

Heritsch, Franz: Zur Geologie des Jesenkoberges (Westlicher Bacher) 610

— Die zeitliche Trennung der Deckenschübe in den Ostalpen . . 614

Spengler, E.: Der angebliche Hauptdolomit bei Gosau 616

Huene, Friedrich von: Ueber die reptilführenden Sandsteine bei Elgin in Schottland 617

Besprechungen.

Rogers, Austin F.: Introduction to the Study of Minerals . . . 624

An die Herren Mitarbeiter.

Hierdurch bitten wir, die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten:

1. **Kristallographie, Mineralphysik, Mineralchemie, Einzelne Mineralien, Vorkommen von Mineralien, Meteoriten** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Max Bauer, Marburg a. L.** (Hessen-Nassau);
2. **Allgemeine Geologie, Dynamische Geologie, Experimentelle Geologie, Radioaktivität, Gesteinsbildende Mineralien, Petrographie, Lagerstätten nutzbarer Mineralien** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Th. Liebisch, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43;**
3. **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** an Herrn Prof. Dr. **Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38** gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

☞ **Korrekturkosten, die das übliche Maß überschreiten, sind wir leider genötigt, den Herrn Verfassern in Anrechnung zu bringen.**

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg. in Breslau. in Berlin.

1913. No. 20.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1913.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Dieser Nummer ist beigefügt je ein Prospekt der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, in Stuttgart, betreffend Bräuhäuser, Die Bodenschätze Württembergs und Knebel-Reck, Island.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc. Seite

Busz, K. und F. W. Rüsberg: Mineralogisch-chemische Untersuchungen an Olivin- und Melilithkristallen in Hochofenschlacken 625

Backlund, Helge: Ueber chemische Veränderungen in mechanisch deformierten Gesteinen. (Schluß.) 634

Koenigsberger, J.: Notiz über kristalline Schiefer in Spanien . 642

Freudenberg, W.: *Elephas primigenius Fraasi* Dietrich und die schwäbische Hochterrasse. (Schluß.) 646

Leidhold, Cl.: Ueber ein Vorkommen von Fossilien in den Hunsrückschiefern der Gegend nördlich von Oberstein 652

Besprechungen.

Duparc, Louis et Alfred Mounier: Traité de technique minéralogique et petrographique 656

An die Herren Mitarbeiter.

Hierdurch bitten wir, die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten:

1. **Kristallographie, Mineralphysik, Mineralchemie, Einzelne Mineralien, Vorkommen von Mineralien, Meteoriten** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Max Bauer, Marburg a. L.** (Hessen-Nassau);
2. **Allgemeine Geologie, Dynamische Geologie, Experimentelle Geologie, Radioaktivität, Gesteinsbildende Mineralien, Petrographie, Lagerstätten nutzbarer Mineralien** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Th. Liebisch, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43**;
3. **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** an Herrn Prof. Dr. **Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38** gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

☞ **Korrekturkosten, die das übliche Maß überschreiten, sind wir leider genötigt, den Herrn Verfassern in Anrechnung zu bringen.**

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

Voigt & Hochgesang ✱ Göttingen

Fabrikation von Dünnschliffen

von

Gesteinen: Preis im Durchschnitt Mk. 1.10 Nur für besonders schwierig zu bearbeitendes Material tritt ein geringer Preisaufschlag ein.

Unerreichte Qualität, Dünne 0,02 mm.

Kristalle: Genau orientierte Schliffe. Preis Mk. 1.30—1.50.

Kristallpräparate

für sämtliche mineralogischen Untersuchungen in tadelloser Ausführung zu angemessenen Preisen.

„Kollolith"

Neues Kitt- und Präpariermittel für mikroskopische Präparate.

Ersatz für Kanadabalsam.

Kollolith hart, Kollolith-Xylollösung, Kollolith-Chloroformlösung.

Preis pro Tube Mk. 1,25.

Brechungsexponent 1,5354 für Na-Licht bis 18° C.

Kollolith ist bei Zimmertemperatur schleifhart und ändert selbst nach wiederholtem Umschmelzen weder seinen Brechungsexponenten noch seine Härte.

Prospekte kostenlos!

Neun Modelle
zur Erläuterung der Tektonik
für den geologischen Unterricht nach
Prof. Dr. G. Steinmanns „Geologische Probleme des Alpengebirges“
konstruiert von Dr. K. Stamm.

Jedes Modell stellt einen Ausschnitt dar aus einem Gebiet, wo die darzustellende Phase der Gebirgsbildung besonders gut entwickelt ist. Was man in der Natur direkt beobachten kann, ist die Oberfläche des Reliefs. Die Seitenprofile geben an, wie man sich die Fortsetzung der Schichten unterirdisch denken muß, und die abnehmbare Kappe repräsentiert jene Teile, die nach der Auffaltung des Gebirges durch Erosion usw. fortgeführt worden sind.

Die Modelle sind mit Stativen versehen, die es ermöglichen, die beiden Teile übereinander im richtigen Zusammenhang aufzustellen.

No. 1. **Horizontale Lagerung-Diskordanz**; 51 × 16 × 17 cm bei aufliegender Kappe.
„ 2. **Einfache Antiklinale und Synklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 3. **Kofferfalte** (Weißensteinkette im Schweizer Jura, nach Gerth); 51 × 16 × 25 cm bei aufliegender Kappe.
„ 4. **Gewölbeeinbruch-Verwerfung** (Val de Travers im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 24 bei aufliegender Kappe.
„ 5. **Liegende Antiklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 20 cm bei aufliegender Kappe.
„ 6. **Überschobene Antiklinale mit ausgequetschtem Mittelschenkel** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 26 × 22 cm bei aufliegender Kappe.
„ 7. **Schema zweier übereinander liegender Decken** (nach Lugeon); 61 × 33 × 18 cm bei aufliegender Kappe.
„ 8. **Klippen** (Iberger Klippen nach Quereau); 61 × 33 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 9. **Fenster** (Unterengadin, nach Paulcke); 61 × 33 × 17 bei aufliegender Kappe.

No. 1—6 je ℳ 45.—, 7—9 je ℳ 80.—. Die vollständige Sammlung von 9 Modellen nach vorstehender Aufstellung = ℳ 450.—. Eine ausführliche Beschreibung wird jeder Sammlung beigegeben.

Dünnschliffe

von eingesandtem Material werden sorgfältig und pünktlich hergestellt bis zur üblichen Dünne von 0,02 mm und darunter zum durchschnittlichen Preise von ℳ 1.10 für den Schliff.

Dr. F. KRANTZ
Rheinisches Mineralien-Kontor
Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833. **Bonn a. Rhein.** Gegr. 1833.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart

Voigt & Hochgesang ✤ Göttingen

Fabrikation von Dünnschliffen

von

Gesteinen: Preis im Durchschnitt Mk. 1.10. Nur für besonders schwierig zu bearbeitendes Material tritt ein geringer Preisaufschlag ein.

Unerreichte Qualität, Dünne 0,02 mm.

Kristalle: Genau orientierte Schliffe. Preis Mk. 1.30—1.50.

Kristallpräparate

für sämtliche mineralogischen Untersuchungen in tadelloser Ausführung zu angemessenen Preisen.

„Kollolith"

Neues Kitt- und Präpariermittel für mikroskopische Präparate.

Ersatz für Kanadabalsam.

Kollolith hart, Kollolith-Xylollösung, Kollolith-Chloroformlösung.

Preis pro Tube Mk. 1,25.

Brechungsexponent 1,5354 für Na-Licht bis 18° C.

Kollolith ist bei Zimmertemperatur schleifhart und ändert selbst nach wiederholtem Umschmelzen weder seinen Brechungsexponenten noch seine Härte.

Prospekte kostenlos!

Neun Modelle
zur Erläuterung der Tektonik
für den geologischen Unterricht nach
Prof. Dr. G. Steinmanns „Geologische Probleme des Alpengebirges“
konstruiert von Dr. K. Stamm.

Jedes Modell stellt einen Ausschnitt dar aus einem Gebiet, wo die darzustellende Phase der Gebirgsbildung besonders gut entwickelt ist. Was man in der Natur direkt beobachten kann, ist die Oberfläche des Reliefs. Die Seitenprofile geben an, wie man sich die Fortsetzung der Schichten unterirdisch denken muß, und die abnehmbare Kappe repräsentiert jene Teile, die nach der Auffaltung des Gebirges durch Erosion usw. fortgeführt worden sind.

Die Modelle sind mit Stativen versehen, die es ermöglichen, die beiden Teile übereinander im richtigen Zusammenhang aufzustellen.

No. 1. **Horizontale Lagerung-Diskordanz**; 51 × 16 × 17 cm bei aufliegender Kappe.
„ 2. **Einfache Antiklinale und Synklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 3. **Kofferfalte** (Weißensteinkette im Schweizer Jura, nach Gerth); 51 × 16 × 25 cm bei aufliegender Kappe.
„ 4. **Gewölbeeinbruch-Verwerfung** (Val de Travers im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 24 bei aufliegender Kappe.
„ 5. **Liegende Antiklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 20 cm bei aufliegender Kappe.
„ 6. **Überschobene Antiklinale mit ausgequetschtem Mittelschenkel** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 26 × 22 cm bei aufliegender Kappe.
„ 7. **Schema zweier übereinander liegender Decken** (nach Lugeon); 61 × 33 × 18 cm bei aufliegender Kappe.
„ 8. **Klippen** (Iberger Klippen nach Quereau); 61 × 33 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 9. **Fenster** (Unterengadin, nach Paulcke); 61 × 33 × 17 bei aufliegender Kappe.

No. 1—6 je ℳ 45.—, 7—9 je ℳ 80.—. Die vollständige Sammlung von 9 Modellen nach vorstehender Aufstellung = ℳ 450.—. Eine ausführliche Beschreibung wird jeder Sammlung beigegeben.

Dünnschliffe

von eingesandtem Material werden sorgfältig und pünktlich hergestellt bis zur üblichen Dünne von 0,02 mm und darunter zum durchschnittlichen Preise von ℳ 1.10 für den Schliff.

Dr. F. KRANTZ
Rheinisches Mineralien-Kontor
Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833. **Bonn a. Rhein.** Gegr. 1833.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Voigt & Hochgesang ✻ Göttingen

Fabrikation von Dünnschliffen

von

Gesteinen: Preis im Durchschnitt Mk. 1.10. Nur für besonders schwierig zu bearbeitendes Material tritt ein geringer Preisaufschlag ein.

Unerreichte Qualität, Dünne 0,02 mm.

Kristalle: Genau orientierte Schliffe. Preis Mk. 1.30—1.50.

Kristallpräparate

für sämtliche mineralogischen Untersuchungen in tadelloser Ausführung zu angemessenen Preisen.

„Kollolith"

Neues Kitt- und Präpariermittel für mikroskopische Präparate.

Ersatz für Kanadabalsam.

Kollolith hart, Kollolith-Xylollösung, Kollolith-Chloroformlösung.

Preis pro Tube Mk. 1,25.

Brechungsexponent 1,5354 für Na-Licht bis 18° C.

Kollolith ist bei Zimmertemperatur schleifhart und ändert selbst nach wiederholtem Umschmelzen weder seinen Brechungsexponenten noch seine Härte.

Prospekte kostenlos!

Neun Modelle
zur Erläuterung der Tektonik
für den geologischen Unterricht nach
Prof. Dr. G. Steinmanns „Geologische Probleme des Alpengebirges“
konstruiert von Dr. K. Stamm.

Jedes Modell stellt einen Ausschnitt dar aus einem Gebiet, wo die darzustellende Phase der Gebirgsbildung besonders gut entwickelt ist. Was man in der Natur direkt beobachten kann, ist die Oberfläche des Reliefs. Die Seitenprofile geben an, wie man sich die Fortsetzung der Schichten unterirdisch denken muß, und die abnehmbare Kappe repräsentiert jene Teile, die nach der Auffaltung des Gebirges durch Erosion usw. fortgeführt worden sind.

Die Modelle sind mit Stativen versehen, die es ermöglichen, die beiden Teile übereinander im richtigen Zusammenhang aufzustellen.

No. 1. **Horizontale Lagerung-Diskordanz**; 51 × 16 × 17 cm bei aufliegender Kappe.
„ 2. **Einfache Antiklinale und Synklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 3. **Kofferfalte** (Weißensteinkette im Schweizer Jura, nach Gerth); 51 × 16 × 25 cm bei aufliegender Kappe.
„ 4. **Gewölbeeinbruch-Verwerfung** (Val de Travers im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 24 bei aufliegender Kappe.
„ 5. **Liegende Antiklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 20 cm bei aufliegender Kappe.
„ 6. **Überschobene Antiklinale mit ausgequetschtem Mittelschenkel** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 26 × 22 cm bei aufliegender Kappe.
„ 7. **Schema zweier übereinander liegender Decken** (nach Lugeon); 61 × 33 × 18 cm bei aufliegender Kappe.
„ 8. **Klippen** (Iberger Klippen nach Quereau); 61 × 33 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 9. **Fenster** (Unterengadin, nach Paulcke); 61 × 33 × 17 bei aufliegender Kappe.

No. 1—6 je ℳ 45.—, 7—9 je ℳ 80.—. Die vollständige Sammlung von 9 Modellen nach vorstehender Aufstellung = ℳ 450.—. Eine ausführliche Beschreibung wird jeder Sammlung beigegeben.

Dünnschliffe

von eingesandtem Material werden sorgfältig und pünktlich hergestellt bis zur üblichen Dünne von 0,02 mm und darunter zum durchschnittlichen Preise von ℳ 1.10 für den Schliff.

Dr. F. KRANTZ
Rheinisches Mineralien-Kontor
Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833. **Bonn a. Rhein.** Gegr. 1833.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Voigt & Hochgesang ✤ Göttingen

Fabrikation von Dünnschliffen

von

Gesteinen: Preis im Durchschnitt Mk. 1.10. Nur für besonders schwierig zu bearbeitendes Material tritt ein geringer Preisaufschlag ein.

Unerreichte Qualität, Dünne 0,02 mm.

Kristalle: Genau orientierte Schliffe. Preis Mk. 1.30—1.50.

Kristallpräparate

für sämtliche mineralogischen Untersuchungen in tadelloser Ausführung zu angemessenen Preisen.

„Kollolith"

Neues Kitt- und Präpariermittel für mikroskopische Präparate.

Ersatz für Kanadabalsam.

Kollolith hart, Kollolith-Xylollösung, Kollolith-Chloroformlösung.

Preis pro Tube Mk. 1,25.

Brechungsexponent 1,5354 für Na-Licht bis 18° C.

Kollolith ist bei Zimmertemperatur schleifhart und ändert selbst nach wiederholtem Umschmelzen weder seinen Brechungsexponenten noch seine Härte.

Prospekte kostenlos!

Neun Modelle
zur Erläuterung der Tektonik
für den geologischen Unterricht nach
Prof. Dr. G. Steinmanns „Geologische Probleme des Alpengebirges“
konstruiert von Dr. K. Stamm.

Jedes Modell stellt einen Ausschnitt dar aus einem Gebiet, wo die darzustellende Phase der Gebirgsbildung besonders gut entwickelt ist. Was man in der Natur direkt beobachten kann, ist die Oberfläche des Reliefs. Die Seitenprofile geben an, wie man sich die Fortsetzung der Schichten unterirdisch denken muß, und die abnehmbare Kappe repräsentiert jene Teile, die nach der Auffaltung des Gebirges durch Erosion usw. fortgeführt worden sind.

Die Modelle sind mit Stativen versehen, die es ermöglichen, die beiden Teile übereinander im richtigen Zusammenhang aufzustellen.

No. 1. **Horizontale Lagerung-Diskordanz**; 51 × 16 × 17 cm bei aufliegender Kappe.
„ 2. **Einfache Antiklinale und Synklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 3. **Kofferfalte** (Weißensteinkette im Schweizer Jura, nach Gerth); 51 × 16 × 25 cm bei aufliegender Kappe.
„ 4. **Gewölbeeinbruch-Verwerfung** (Val de Travers im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 24 bei aufliegender Kappe.
„ 5. **Liegende Antiklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 20 cm bei aufliegender Kappe.
„ 6. **Überschobene Antiklinale mit ausgequetschtem Mittelschenkel** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 26 × 22 cm bei aufliegender Kappe.
„ 7. **Schema zweier übereinander liegender Decken** (nach Lugeon); 61 × 33 × 18 cm bei aufliegender Kappe.
„ 8. **Klippen** (Iberger Klippen nach Quereau); 61 × 33 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 9. **Fenster** (Unterengadin, nach Paulcke); 61 × 33 × 17 bei aufliegender Kappe.

No. 1—6 je ℳ 45.—, 7—9 je ℳ 80.—. Die vollständige Sammlung von 9 Modellen nach vorstehender Aufstellung = ℳ 450.—. Eine ausführliche Beschreibung wird jeder Sammlung beigegeben.

Dünnschliffe

von eingesandtem Material werden sorgfältig und pünktlich hergestellt bis zur üblichen Dünne von 0,02 mm und darunter zum durchschnittlichen Preise von ℳ 1.10 für den Schliff.

Dr. F. KRANTZ
Rheinisches Mineralien-Kontor
Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833. **Bonn a. Rhein.** Gegr. 1833.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg. in Breslau in Berlin.

1913. No. 21.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1913

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Dieser Nummer ist beigefügt je ein Prospekt der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung. Nägele & Dr. Sproesser, in Stuttgart, betreffend Abel, Paläobiologie der Wirbeltiere.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc. Seite

Rose, H.: Ueber die kristallographische Orientierung von Muscovitspaltungsplatten mit Hilfe der Biegungs- und Aetzfiguren. Mit 2 Textfiguren 657

Schwartz, Friedrich: Ueber das Auftreten des Geruches beim Reiben von Mineralien 660

Sigmund, Al.: Anatas in den Niederen Tauern 666

Tućan, Fran: Zur Kenntnis des mehligen Siliciumdioxyds von Milna auf der Insel Brač in Dalmatien mit besonderer Berücksichtigung der Bauxitfrage. Mit 3 Textfiguren 668

Geinitz, E.: Zur Verdeutschung des Wortes „Drumlin“ 676

Endell, K.: Ueber die Entstehung tertiärer Quarzite bei Herschbach im Westerwald 676

Noetling, Fritz: Die Packung losen Sandes 681

Thiel, G.: Ueber das Vorkommen von Kohlensäure in Kohlenflözen 683

Simionescu, J.: *Megalosaurus* aus der Unterkreide der Dobrogea (Rumänien). Mit 1 Textfigur 686

Besprechungen.

Doelter, C.: Handbuch der Mineralchemie 688

Weinschenk, E.: Petrographisches Vademecum 688

Personalia 688

An die Herren Mitarbeiter.

Hierdurch bitten wir, die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten:

1. **Kristallographie, Mineralphysik, Mineralchemie, Einzelne Mineralien, Vorkommen von Mineralien, Meteoriten** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Max Bauer, Marburg a. L.** (Hessen-Nassau);
2. **Allgemeine Geologie, Dynamische Geologie, Experimentelle Geologie, Radioaktivität, Gesteinsbildende Mineralien, Petrographie, Lagerstätten nutzbarer Mineralien** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Th. Liebisch, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43**;
3. **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** an Herrn Prof. Dr. **Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38** gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

☞ **Korrekturkosten, die das übliche Maß überschreiten, sind wir leider genötigt, den Herrn Verfassern in Anrechnung zu bringen.**

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg. in Breslau in Berlin.

1913. No. 22.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1913.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Dieser Nummer ist beigefügt ein Prospekt der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, in Stuttgart, betreffend Zittel-Pompeckj, Paläontologische Wandtafeln.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Seite

Rüsberg, F. W.: Ueber Augit und Wollastonit in Hochofenschlacken 689

Andrée, K.: Reine Translation oder abnorme Knickung beim Steinsalz? 696

Naumann, M.: Knickung der Würfelfläche bei Steinsalz als eine Folge „reiner" Translation. Mit 1 Textfigur 698

Gans, R.: Ueber die chemische oder physikalische Natur der kolloidalen wasserhaltigen Tonerdesilikate. (Schluß folgt.) 699

Born, Axel: Ueber neuere Gliederungsversuche im estländischen höheren Untersilur 712

Miscellanea 720

Personalia 720

An die Herren Mitarbeiter.

Hierdurch bitten wir, die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten:

1. **Kristallographie, Mineralphysik, Mineralchemie, Einzelne Mineralien, Vorkommen von Mineralien, Meteoriten** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Max Bauer, Marburg a. L.** (Hessen-Nassau);
2. **Allgemeine Geologie, Dynamische Geologie, Experimentelle Geologie, Radioaktivität, Gesteinsbildende Mineralien, Petrographie, Lagerstätten nutzbarer Mineralien** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Th. Liebisch, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43;**
3. **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** an Herrn Prof. Dr. **Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38** gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

☞ **Korrekturkosten, die das übliche Maß überschreiten, sind wir leider genötigt, den Herrn Verfassern in Anrechnung zu bringen.**

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg. in Breslau in Berlin.

1913. No. 23.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1913.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Dieser Nummer ist beigefügt ein Prospekt der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung. Nägele & Dr. Sproesser. in Stuttgart. betreffend Rosenbusch, Mikroskop. Physiographie der Mineralien u. Gesteine.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Seite

Slavík, F.: Adolf Hofmann † 721

Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Bonn.

20. P. Michael Hopmann: Einige Bemerkungen über die Einschlüsse im Leucit-Tuff der Kappiger-Ley 722

Gans, R.: Ueber die chemische oder physikalische Natur der kolloidalen wasserhaltigen Tonerdesilikate. (Schluß.) 728

Meyer, Hermann L. F.: Ueber den Zechstein im Spessart und Odenwald. Mit einer Kartenskizze 742

Löffler, Richard: Ergänzende Beiträge zur Kenntnis des Grundgebirges im Ries 752

Personalia 752

An die Herren Mitarbeiter.

Hierdurch bitten wir, die für das **Neue Jahrbuch bezw. Centralblatt** für **Mineralogie, Geologie** und **Paläontologie** bestimmten Abhandlungen, Referate und Originalmitteilungen etc. aus den Gebieten:

1. **Kristallographie, Mineralphysik, Mineralchemie, Einzelne Mineralien, Vorkommen von Mineralien, Meteoriten** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Max Bauer, Marburg a. L.** (Hessen-Nassau);
2. **Allgemeine Geologie, Dynamische Geologie, Experimentelle Geologie, Radioaktivität, Gesteinsbildende Mineralien, Petrographie, Lagerstätten nutzbarer Mineralien** an Herrn Geheimrat Prof. Dr. **Th. Liebisch, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43**;
3. **Geologische Karten, Topographische Geologie, Stratigraphie, Paläontologie** an Herrn Prof. Dr. **Fr. Frech in Breslau I, Schuhbrücke 38** gelangen lassen zu wollen.

Um den Herren Redakteuren das Durchgehen der Manuskripte zu erleichtern und um Korrekturkosten tunlichst zu vermeiden, bitten wir die Beiträge in gut leserlicher Beschaffenheit — Maschinenschrift würde besonders dankbar begrüßt — einzusenden.

☞ **Korrekturkosten, die das übliche Maß überschreiten, sind wir leider genötigt, den Herrn Verfassern in Anrechnung zu bringen.**

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser :: Stuttgart.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, Fr. Frech, Th. Liebisch
in Marburg. in Breslau in Berlin.

1913. No. 24.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1913.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Dieser Nummer ist beigefügt ein Verzeichnis der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, in Stuttgart, betreffend „Geologica".

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Seite

Volz, W.: Oberer Jura in West-Sumatra. Mit 5 Textfiguren . . 753
Beutell, A.: Die Zersetzung des Hauerits an der Luft und die dadurch hervorgerufene Einwirkung auf Silber und Kupfer. Mit 3 Textfiguren 758
Michel, H.: Urausscheidungen und Einschlüsse im Sodalithsyenit von der Hradlischka westlich Grosspriesen a. d. Elbe 767
Tućan, Fran: Zu Wherry's Nomenklatur 768
Tućan, Fran: Wieder „Zu Tućan's Bauxitfrage“ 768
Kayser, E.: Ueber die Arrhenius'sche Theorie der Eiszeiten . . 769
Weber, Maximilian: Beispiele von Primärschieferung innerhalb der böhmischen Masse. Mit 2 Textfiguren 772

Besprechungen.

Doelter, C.: Handbuch der Mineralchemie 784
Personalia 784

An der **Technischen Hochschule in Delft (Holland)** ist die Stelle eines

Konservators

der mineralogischen, geologischen und paläontologischen Sammlungen vakant. Gehalt fl. 2500.—.

Briefe an Professor Dr. H. G. Jonker in Delft.

Chemisches Laboratorium

von

Professor Dr. M. Dittrich

Heidelberg Brunnengasse 14

Mineral-, Erz- und Gesteinsuntersuchungen. — Quell- und Mineralwasseranalysen. — Untersuchungen auf Radioaktivität. — Chemische Praktica, unter besonderer Berücksichtigung der Mineralogen und Geologen, auch in den Universitätsferien.

Prospekte auf Verlangen.

Voigt & Hochgesang ✿ Göttingen

Fabrikation von Dünnschliffen

von

Gesteinen: Preis im Durchschnitt Mk. 1.10. Nur für besonders schwierig zu bearbeitendes Material tritt ein geringer Preisaufschlag ein.

Unerreichte Qualität, Dünne 0,02 mm.

Kristalle: Genau orientierte Schliffe. Preis Mk. 1.30—1.50.

Kristallpräparate

für sämtliche mineralogischen Untersuchungen in tadelloser Ausführung zu angemessenen Preisen.

„Kollolith“

Neues Kitt- und Präpariermittel für mikroskopische Präparate.

Ersatz für Kanadabalsam.

Kollolith hart, Kollolith-Xylollösung, Kollolith-Chloroformlösung.

Preis pro Tube Mk. 1,25.

Brechungsexponent 1,5354 für Na-Licht bis 18° C.

Kollolith ist bei Zimmertemperatur schleifhart und ändert selbst nach wiederholtem Umschmelzen weder seinen Brechungsexponenten noch seine Härte.

Prospekte kostenlos!

Neun Modelle
zur Erläuterung der Tektonik

für den geologischen Unterricht nach
Prof. Dr. G. Steinmanns „Geologische Probleme des Alpengebirges“
konstruiert von Dr. K. Stamm.

Jedes Modell stellt einen Ausschnitt dar aus einem Gebiet, wo die darzustellende Phase der Gebirgsbildung besonders gut entwickelt ist. Was man in der Natur direkt beobachten kann, ist die Oberfläche des Reliefs. Die Seitenprofile geben an, wie man sich die Fortsetzung der Schichten unterirdisch denken muß, und die abnehmbare Kappe repräsentiert jene Teile, die nach der Auffaltung des Gebirges durch Erosion usw. fortgeführt worden sind.

Die Modelle sind mit Stativen versehen, die es ermöglichen, die beiden Teile übereinander im richtigen Zusammenhang aufzustellen.

No. 1. **Horizontale Lagerung-Diskordanz**; 51 × 16 × 17 cm bei aufliegender Kappe.
„ 2. **Einfache Antiklinale und Synklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 3. **Kofferfalte** (Weißensteinkette im Schweizer Jura, nach Gerth); 51 × 16 × 25 cm bei aufliegender Kappe.
„ 4. **Gewölbeeinbruch-Verwerfung** (Val de Travers im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 24 bei aufliegender Kappe.
„ 5. **Liegende Antiklinale** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 16 × 20 cm bei aufliegender Kappe.
„ 6. **Überschobene Antiklinale mit ausgequetschtem Mittelschenkel** (Mt. Terrible-Kette im Schweizer Jura, nach Steinmann); 51 × 26 × 22 cm bei aufliegender Kappe.
„ 7. **Schema zweier übereinander liegender Decken** (nach Lugeon); 61 × 33 × 18 cm bei aufliegender Kappe.
„ 8. **Klippen** (Iberger Klippen nach Quereau); 61 × 33 × 23 cm bei aufliegender Kappe.
„ 9. **Fenster** (Unterengadin, nach Paulcke); 61 × 33 × 17 bei aufliegender Kappe.

No. 1—6 je ℳ 45.—, 7—9 je ℳ 80.—. Die vollständige Sammlung von 9 Modellen nach vorstehender Aufstellung = ℳ 450.—. Eine ausführliche Beschreibung wird jeder Sammlung beigegeben.

Dünnschliffe

von eingesandtem Material werden sorgfältig und pünktlich hergestellt bis zur üblichen Dünne von 0,02 mm und darunter zum durchschnittlichen Preise von ℳ 1.10 für den Schliff.

Dr. F. KRANTZ
Rheinisches Mineralien-Kontor
Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833. **Bonn a. Rhein.** Gegr. 1833.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart

Voigt & Hochgesang ❀ Göttingen

Fabrikation von Dünnschliffen

von

Gesteinen: Preis im Durchschnitt Mk. 1.10. Nur für besonders schwierig zu bearbeitendes Material tritt ein geringer Preisaufschlag ein.

Unerreichte Qualität, Dünne 0,02 mm.

Kristalle: Genau orientierte Schliffe. Preis Mk. 1.30—1.50.

Kristallpräparate

für sämtliche mineralogischen Untersuchungen in tadelloser Ausführung zu angemessenen Preisen.

„Kollolith"

Neues Kitt- und Präpariermittel für mikroskopische Präparate.

Ersatz für Kanadabalsam.

Kollolith hart, Kollolith-Xylollösung, Kollolith-Chloroformlösung.

Preis pro Tube Mk. 1,25.

Brechungsexponent 1,5354 für Na-Licht bis 18° C.

Kollolith ist bei Zimmertemperatur schleifhart und ändert selbst nach wiederholtem Umschmelzen weder seinen Brechungsexponenten noch seine Härte.

Prospekte kostenlos!

☞ Soeben ist erschienen: ☜

Allgemeiner mineralogisch-geologischer

Lehrmittel-Katalog

für den Schulgebrauch.

II. Auflage ═══ Erster Teil.

Mit über 100 Abbildungen.

Diese neue Auflage hat im Vergleich sehr bedeutend an Umfang und Inhalt zugenommen; der vorliegende erste Teil allein umfaßt XXII + 240 Seiten Text, also für sich schon ungefähr das doppelte der ersten Auflage.

Er enthält zunächst die Einzelverzeichnisse der Mineralien, Gesteine und Fossilien und die kleineren Schulsammlungen: es folgen die größeren Schulsammlungen für den Lehrbedarf an höheren Schulen, getrennt nach Mineralogie, Kristallographie, Petrographie, Geologie und Technologie, die so eingerichtet sind, daß sie sich zugleich auch zu Übungssammlungen für Studierende und Praktikanten in den mineralogischen und geologischen Instituten der Universitäten und andern Hochschulen eignen.

Der zweite Teil des Kataloges wird im Anfang des nächsten Jahres im Druck erscheinen.

Im Laufe des Monats November erscheint das

Petrographische Semester-Verzeichnis No. 9

welches einen Überblick über die neuen Zugänge unseres ausgedehnten Gesteinslagers während des letzten Jahres gibt.

Unsere fortgesetzten Bemühungen, von einer größeren Anzahl neu beschriebener Gesteinstypen gutes Material in charakteristischen Handstücken zu beschaffen, sind nicht ohne Erfolg geblieben, wie aus der systematischen Zusammenstellung zu ersehen ist. Desgleichen können wir mehrere neue und interessante Lokalsammlungen, die unter der Mitwirkung namhafter Forscher gesammelt sind, anbieten. So z. B. die interessanten Gesteine aus dem Nordingrå-Distrikt in Schweden, aus dem Manganerz-Distrikt von Brosteni in Rumänien, von Pantelleria und einer Anzahl von Inseln der Liparischen Gruppe u. a. m.

Auch das neue

Mineralogische Semester-Verzeichnis No. 16

wird in kurzer Zeit erscheinen und eine reichhaltige Auswahl prachtvoller Museums-Schaustücke sowie neue Mineralien und neue Mineralvorkommen bieten; unter letzteren erwähnen wir herrliche Stufen von Azurit und Malachit von den Otavi-Kupfergruben, Rubellit und eine Reihe seltener Mineralien aus Brasilien und Madagaskar u. vieles andere

Dr. F. KRANTZ

Rheinisches Mineralien-Kontor

Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833. Bonn a. Rhein. Gegr. 1833.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart

Voigt & Hochgesang ✤ Göttingen

Fabrikation von Dünnschliffen

von

Gesteinen: Preis im Durchschnitt Mk. 1.10. Nur für besonders schwierig zu bearbeitendes Material tritt ein geringer Preisaufschlag ein.

Unerreichte Qualität, Dünne 0,02 mm.

Kristalle: Genau orientierte Schliffe. Preis Mk. 1.30—1.50.

Kristallpräparate

für sämtliche mineralogischen Untersuchungen in tadelloser Ausführung zu angemessenen Preisen.

„Kollolith"

Neues Kitt- und Präpariermittel für mikroskopische Präparate.

Ersatz für Kanadabalsam.

Kollolith hart, Kollolith-Xylollösung, Kollolith-Chloroformlösung.

Preis pro Tube Mk. 1,25.

Brechungsexponent 1,5354 für Na-Licht bis 18° C.

Kollolith ist bei Zimmertemperatur schleifhart und ändert selbst nach wiederholtem Umschmelzen weder seinen Brechungsexponenten noch seine Härte.

Prospekte kostenlos!

☞ Soeben ist erschienen: ☜

Allgemeiner mineralogisch-geologischer

Lehrmittel-Katalog

für den Schulgebrauch.

II. Auflage ═══ Erster Teil.

Mit über 100 Abbildungen.

Diese neue Auflage hat im Vergleich sehr bedeutend an Umfang und Inhalt zugenommen; der vorliegende erste Teil allein umfaßt XXII + 240 Seiten Text, also für sich schon ungefähr das doppelte der ersten Auflage.

Er enthält zunächst die **Einzelverzeichnisse der Mineralien, Gesteine und Fossilien und die kleineren Schulsammlungen**: es folgen die **größeren Schulsammlungen für den Lehrbedarf an höheren Schulen**, getrennt nach **Mineralogie, Kristallographie, Petrographie, Geologie und Technologie**, die so eingerichtet sind, daß sie sich zugleich auch zu **Übungssammlungen für Studierende und Praktikanten** in den mineralogischen und geologischen Instituten der Universitäten und andern Hochschulen eignen.

Der zweite Teil des Kataloges wird im Anfang des nächsten Jahres im Druck erscheinen.

Im Laufe des Monats November 1913 erscheint das

Petrographische Semester-Verzeichnis No. 9

welches einen Überblick über die neuen Zugänge unseres ausgedehnten Gesteinslagers während des letzten Jahres gibt.

Unsere fortgesetzten Bemühungen, von einer größeren Anzahl neu beschriebener Gesteinstypen gutes Material in charakteristischen Handstücken zu beschaffen, sind nicht ohne Erfolg geblieben, wie aus der systematischen Zusammenstellung zu ersehen ist. Desgleichen können wir mehrere neue und interessante Lokalsammlungen, die unter der Mitwirkung namhafter Forscher gesammelt sind, anbieten. So z. B. die interessanten Gesteine aus dem **Nordingrå-Distrikt in Schweden**, aus dem **Manganerz-Distrikt von Brosteni in Rumänien**, von **Pantelleria** und einer Anzahl von **Inseln der Liparischen Gruppe** u. a. m.

Auch das neue

Mineralogische Semester-Verzeichnis No. 16

wird in kurzer Zeit erscheinen und eine reichhaltige Auswahl prachtvoller Museums-Schaustücke sowie neue Mineralien und neue Mineralvorkommen bieten; unter letzteren erwähnen wir herrliche Stufen von **Azurit und Malachit** von den **Otavi-Kupfergruben**, **Rubellit** und eine Reihe seltener Mineralien aus **Brasilien und Madagaskar** u. vieles andere

Dr. F. KRANTZ

Rheinisches Mineralien-Kontor

Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833 **Bonn a. Rhein.** Gegr. 1833.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart

Voigt & Hochgesang ✤ Göttingen

Fabrikation von Dünnschliffen

von

Gesteinen: Preis im Durchschnitt Mk. 1.10. Nur für besonders schwierig zu bearbeitendes Material tritt ein geringer Preisanfschlag ein.

Unerreichte Qualität, Dünne 0,02 mm.

Kristalle: Genau orientierte Schliffe. Preis Mk. 1.30—1.50.

Kristallpräparate

für sämtliche mineralogischen Untersuchungen in tadelloser Ausführung zu angemessenen Preisen.

„Kollolith"

Neues Kitt- und Präpariermittel für mikroskopische Präparate.

Ersatz für Kanadabalsam.

Kollolith hart, Kollolith-Xylollösung, Kollolith-Chloroformlösung.

Preis pro Tube Mk. 1,25.

Brechungsexponent 1,5354 für Na-Licht bis 18° C.

Kollolith ist bei Zimmertemperatur schleifhart und ändert selbst nach wiederholtem Umschmelzen weder seinen Brechungsexponenten noch seine Härte.

Prospekte kostenlos!

☞ Soeben ist erschienen: ☜

Allgemeiner mineralogisch-geologischer

Lehrmittel-Katalog

für den Schulgebrauch.

II. Auflage ═══ Erster Teil.

Mit über 100 Abbildungen.

Diese neue Auflage hat im Vergleich sehr bedeutend an Umfang und Inhalt zugenommen; der vorliegende erste Teil allein umfaßt XXII + 240 Seiten Text, also für sich schon ungefähr das doppelte der ersten Auflage.

Er enthält zunächst die **Einzelverzeichnisse der Mineralien, Gesteine und Fossilien und die kleineren Schulsammlungen**: es folgen die **größeren Schulsammlungen für den Lehrbedarf an höheren Schulen**, getrennt nach **Mineralogie, Kristallographie, Petrographie, Geologie und Technologie**, die so eingerichtet sind, daß sie sich zugleich auch zu **Übungssammlungen für Studierende und Praktikanten** in den mineralogischen und geologischen Instituten der Universitäten und andern Hochschulen eignen.

Der zweite Teil des Kataloges wird im Anfang des nächsten Jahres im Druck erscheinen.

Im Laufe des Monats November 1913 erscheint das

Petrographische Semester-Verzeichnis No. 9

welches einen Überblick über die neuen Zugänge unseres ausgedehnten Gesteinslagers während des letzten Jahres gibt.

Unsere fortgesetzten Bemühungen, von einer größeren Anzahl neu beschriebener Gesteinstypen gutes Material in charakteristischen Handstücken zu beschaffen, sind nicht ohne Erfolg geblieben, wie aus der systematischen Zusammenstellung zu ersehen ist. Desgleichen können wir mehrere neue und interessante Lokalsammlungen, die unter der Mitwirkung namhafter Forscher gesammelt sind, anbieten. So z. B. die interessanten Gesteine aus dem **Nordingrå-Distrikt in Schweden**, aus dem **Manganerz-Distrikt von Brosteni in Rumänien**, von **Pantelleria** und einer Anzahl von **Inseln der Liparischen Gruppe** u. a. m.

Auch das neue

Mineralogische Semester-Verzeichnis No. 16

wird in kurzer Zeit erscheinen und eine reichhaltige Auswahl prachtvoller Museums-Schaustücke sowie neue Mineralien und neue Mineralvorkommen bieten; unter letzteren erwähnen wir herrliche Stufen von **Azurit und Malachit** von den **Otavi-Kupfergruben, Rubellit** und eine Reihe seltener Mineralien aus **Brasilien und Madagaskar** u. vieles andere

Dr. F. KRANTZ

Rheinisches Mineralien-Kontor

Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel

Gegr. 1833. **Bonn a. Rhein.** Gegr. 1833.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart

Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. 1913.

QE 1
.C3
1913

Centralblatt für
and Paläontolog

Date Loaned

Borrower's

AMNH LIBRARY
100220032